

BIBLIOTECA UCM



5304760002

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

**GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS BASÁLTICAS Y
LEUCITITAS DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DE
CAMPO DE CALATRAVA, ESPAÑA.**

R.T. 1972

Tesis Doctoral

José M^a Cebriá Gómez

Director: J. López Ruiz
co-Director: E. Ancochea Soto

Madrid, Abril 1992

AGRADECIMIENTOS

En la elaboración de este trabajo he recibido el apoyo de muchas personas. De entre ellas, quiero destacar a las siguientes:

Al director de la Tesis, Prof. J. López Ruiz, quien me ha facilitado toda clase de ayuda y con el que he pasado muy buenos momentos durante la realización de esta memoria. Asimismo agradezco su ayuda al co-director Dr. E. Ancochea.

En los Laboratoires Associés de Géologie, Pétrologie et Géochimie de la Universidad de Lieja (Bélgica), al Prof. J.C. Duchesne por facilitar mi estancia en dicho laboratorio, al Dr. I. Roelandts por los análisis por ICP y al Dr. G. Bologne por su ayuda en los análisis por FRX. Asimismo a las Drs. E. Wilmart y J. Vander Auwera y al Prof. Bélliere.

En el Museo Nacional de Ciencias Naturales, a M. Vallejo y M. Ruiz Pineda por los análisis por absorción atómica, a J. De la Puente por los análisis por microsonda electrónica, a M. Castillejo y A. Vilorio por la elaboración de las láminas delgadas y a J. Arroyo por la delineación del mapa geológico. Asimismo, a los Drs. M. Hoyos y C. Martín Escorza por sus comentarios y ayuda.

Finalmente, quiero dejar constancia de mi agradecimiento a Lola, Ana Villanueva, mi hermano Antonio, Luis Barbero, Luis Sánchez, Javier G. Guinea, "Los químicos" y muy especialmente a mis padres, a quienes dedico esta Tesis.

ÍNDICE

1. CARACTERES GENERALES DEL VOLCANISMO	1
INTRODUCCIÓN	1
MARCO GEOLÓGICO	2
CARACTERÍSTICAS DEL VOLCANISMO	6
EDAD DEL VOLCANISMO	10
DISTRIBUCIÓN ESPACIAL	12
CLASIFICACIÓN Y NOMENCLATURA	16
 2. CARACTERES PETROLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS	 20
GEOQUÍMICA DE LAS FASES MINERALES	22
Olivino	22
Clinopiroxeno	25
Melilita	32
Nefelina	36
Leucita	38

Plagioclasa	40
Flogopita	42
Óxidos de Fe-Ti	45
Anfibol	46
Secuencia de cristalización	48
 GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS	 50
Elementos mayores	50
Elementos traza	57
<i>Diagramas spider</i>	66
Isótopos de Sr, Nd y O	70
 IDENTIFICACIÓN DEL PROCESO GENÉTICO	 73
Caracteres de los magmas primarios	75
Características del manto original	78
Cristalización fraccionada	80
 3. COMPARACIÓN CON OTRAS REGIONES	
VOLCÁNICAS DE INTRAPLACA	82
 ELEMENTOS MAYORES	84
 ELEMENTOS TRAZA	89
Tierras raras	96
 RELACIONES ISOTÓPICAS DE Sr-Nd-O	98
 COMPARACIÓN CON EL VOLCANISMO BASÁLTICO	
ALCALINO RECIENTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA	101
Región NE	103
Región SE	107
Sector Cofrentes-Picasent	107
Ambiente geodinámico del volcanismo peninsular	110

4. GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA 111

GEOTERMÓMETROS APLICABLES A LAS ROCAS

DE CAMPO DE CALATRAVA	112
Olivino-líquido	112
Olivino-Clinopiroxeno	119
Geotermómetros para clinopiroxenos	121
Plagioclasa-líquido	123
Geotermómetros basados en la composición de líquidos basálticos	124

GEOBARÓMETROS APLICABLES A LAS ROCAS

DE CAMPO DE CALATRAVA	128
---------------------------------	-----

RESULTADOS OBTENIDOS 131

Olivino	132
Clinopiroxeno	138
Plagioclasa	141
Feldespatoides y Melilita	145
Magnetita	146
Fugacidad de oxígeno	147
Secuencia de cristalización basada en las estimaciones de temperatura	150

5. MECANISMO GENÉTICO.

EVALUACIÓN DE SUS PARÁMETROS 153

MODELIZACIÓN CUANTITATIVA DEL

PROCESO DE FUSIÓN	156
Elementos incompatibles y compatibles del sistema	156
Evaluación del rango de fusión	171
Restricciones del grado de fusión y de la composición del material originario	172
Cálculo de F y de C_0^i , D_0^i y P_L^i para los elementos altamente incompatibles	182

Cálculo de C_0^j , P_L^j y D_0^j para los restantes elementos traza	185
Evaluación de los parámetros del proceso de fusión para las leucititas olivínicas	189
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DEL MANTO ORIGINAL	192
Evaluación de la composición mineralógica. Presencia de fases minoritarias	193
Composición mineralógica del manto fuente de las leucititas olivínicas	198
Variación mineralógica durante la fusión	202
MODELIZACIÓN CUANTITATIVA DEL PROCESO DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA	203
Fases minerales fraccionadas	205
Composición de los magmas iniciales	206
Porcentaje de cristalización. Porcentaje de las fases fraccionadas	213
Coeficientes de distribución global	219
FORMACIÓN DE ACUMULADOS	225
 6. IMPLICACIONES GEODINÁMICAS	 233
 CONCLUSIONES	 239
 Apéndice 1. TÉCNICAS ANALÍTICAS. TABLAS DE ANÁLISIS QUÍMICOS	 245
TÉCNICAS ANALÍTICAS	245
Microsonda electrónica	245
Absorción atómica	245

•

Fluorescencia de rayos X	246
Plasma inducido (ICP)	249
Espectrometría de masas	249
 TABLAS DE ANÁLISIS QUÍMICOS	 250
 Apéndice 2. MÉTODOS DE CÁLCULO.	
SOFTWARE UTILIZADO	282
 MÉTODOS DE CÁLCULO	282
Procedimiento utilizado para la determinación de los parámetros del proceso de fusión parcial	 282
Cálculo de la norma CIPW	284
Cálculos en fases minerales	285
<i>Términos finales de la melilita</i>	285
<i>Contenido en Fe^{3+}, H_2O y F en biotitas</i>	286
<i>Fórmula estructural del anfíbol</i>	286
 SOFTWARE UTILIZADO	287
Programas para mineralogía	287
Programas para cálculos geoquímicos en roca	288
 REFERENCIAS	290

Capítulo 1

CARACTERES GENERALES DEL VOLCANISMO.

INTRODUCCIÓN.

La metodología desarrollada en estos últimos años para las rocas ígneas, basada en la modelización de los isótopos y de los elementos traza, permite extraer importantes consecuencias tanto del proceso petrogenético como del material fuente del que proceden.

Las rocas basálticas y leucititas de Campo de Calatrava (CC), constituyen un excelente ejemplo para abordar los dos problemas mencionados, ya que entre ellas predominan las que representan líquidos primarios o muy poco diferenciados. Además, el contexto geodinámico en el que aparece este volcanismo, permite discutir si el material fuente de los líquidos magmáticos es la astenosfera y/o la litosfera enriquecida, así como evaluar el grado de interacción con la corteza continental que atraviesan durante su ascenso hacia la superficie.

Los primeros trabajos sobre esta región datan de principios de siglo (González Regueral, 1920; Hernández-Pacheco 1921, 1927, 1932; Burri y Parga, 1933;

Parga, 1935; De la Rosa *et al.*, 1928, 1932; Fernández Valdés *et al.*, 1931; Fernández Valdés y Alvarado, 1935; Alvarado *et al.*, 1935; Templado *et al.*, 1935). Posteriormente, las Tesis doctorales de Molina (1975) y sobre todo la de Ancochea (1982) y los trabajos relacionados con ella (Ancochea, 1979, 1984; Ancochea y Del Moro, 1981; Ancochea e Ibarrola, 1982; Ancochea *et al.*, 1979; Ancochea y Brändle, 1982) han supuesto un notable avance en el conocimiento de este volcanismo al caracterizarlo con precisión y establecer su evolución espacial y temporal. Más recientemente Ancochea (1982 b) y Ancochea y Nixon (1987), han caracterizado los xenolitos mantélicos que aparecen en estas rocas; Bonadonna y Villa (1986), Hoyos *et al.* (1986) y Calvo *et al.* (1990) han aportado nuevos datos sobre la relación entre el volcanismo y la sedimentación de las cuencas neógenas, y Bergamín *et al.* (1984), Bergamín y Carbó (1986) y Doblas *et al.* (1991) han determinado los caracteres geofísicos de la litosfera bajo CC y la evolución geodinámica de esta región.

En este trabajo se discuten las condiciones de temperatura y presión bajo las que ha tenido lugar la cristalización de estas rocas; se establece un modelo petrogenético coherente para las mismas; se fija la composición mineralógica y química del manto del que proceden y, finalmente, se abordan las implicaciones geodinámicas de este volcanismo.

MARCO GEOLÓGICO.

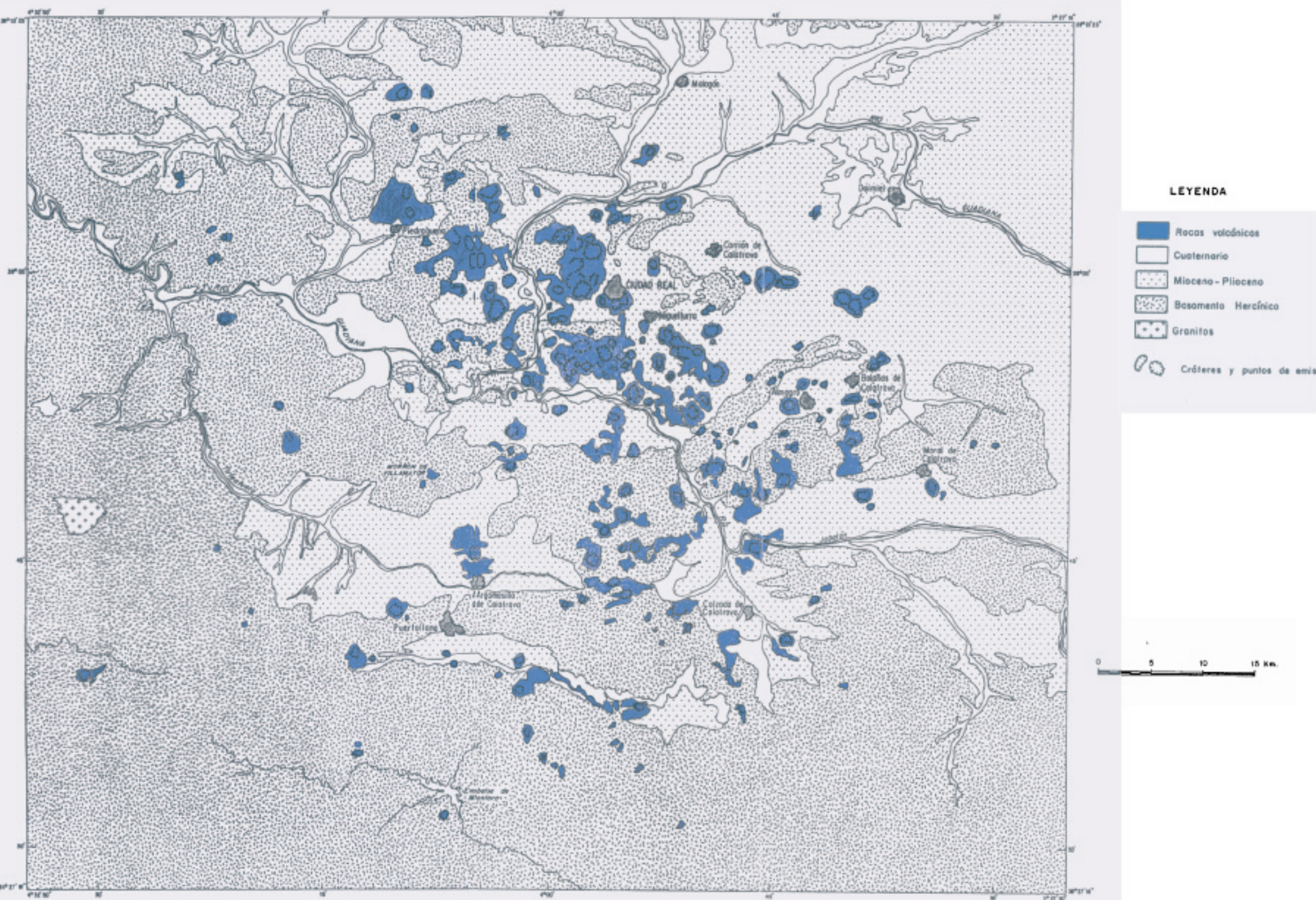
La región volcánica de CC, se sitúa en el extremo SE del Macizo Hercínico ibérico y está limitada al norte y oeste por los Montes de Toledo, al este por la llanura manchega y al sur por Sierra Morena. Ocupa una superficie aproximada

de 4000 Km², donde se distribuyen de forma dispersa cerca de 200 afloramientos volcánicos (Fig. 1).

El sustrato paleozoico está constituido fundamentalmente por la cuarcita armoricana (Ordovícico inferior) y en menor proporción por pizarras (Ordovícico a Silúrico) y calizas (Ordovícico superior). Los materiales hercínicos se disponen en una serie de amplios domos separados por zonas sinclinales (Vegas y Roiz, 1979 y Julivert *et al.*, 1983), que dan lugar a sierras con orientación E-W. Estas estructuras están intensamente fracturadas según direcciones NW-SE, NE-SW, E-W y N-S, lo que da lugar a un conjunto de bloques relativamente independientes unos de otros, que han condicionado la evolución posterior de las cuencas neógenas (Molina, 1975).

Sobre las rocas paleozoicas se disponen discordantemente las series neógenas continentales. Estas están separadas del basamento hercínico en algunas zonas por conglomerados o brechas de cantos de cuarcitas y pizarras con cemento ferruginoso, de posible edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (Molina, 1975; IGME, 1988). Donde este nivel está ausente, existe una zona de paleometeorización que se manifiesta por la tinción rojiza de las cuarcitas o por la presencia de lutitas rojas cuando la alteración afecta a las pizarras (De Torres *et al.*, 1986). Durante el Oligoceno y Mioceno inferior, se produce la reactivación de las fracturas del zócalo y la estructuración de una serie de cuencas más o menos aisladas en las que se produce la sedimentación neógena. La evolución de estas cuencas, está dominada por un régimen tectónico distensivo que se inicia en el Mioceno superior, después de la fase de compresión bética (Pérez González, 1981).

En el sector norte de esta región, se han distinguido dos subcuencas (Alcolea de Calatrava y Corral de Calatrava) conectadas hacia el este con la llanura manchega



MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DE CAMPO DE CALATRAVA

(Según datos de Hernández-Pacheco, 1932; IGME/ITGE, 1971, 1988, 1989, y Ancochea, 1982)

(Molina, 1975). A partir del trabajo de Pérez González (1981), se ha establecido una evolución general para la sedimentación desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior en la llanura manchega y CC (IGME, 1988). Según esta síntesis, el relleno de las cuencas se inicia en el Mioceno superior-Plioceno inferior, con la formación de abanicos aluviales y facies fluviales que evolucionan hacia facies lacustres de carácter expansivo. En el límite Plioceno inferior-Plioceno superior, se produce una fase tectónica que provoca una suave deformación de los materiales del Plioceno inferior y la apertura de la Cuenca manchega. Tras la formación de una superficie de aplanamiento, la sedimentación se extiende a toda la llanura manchega con la formación de abanicos aluviales y de facies fluvio-lacustres, lagunares y lacustres que colmatan las depresiones. En el Plioceno superior, se produce una nueva fase tectónica que provoca una ondulación regional en los sedimentos. A continuación, se genera una superficie de erosión-depósito con karstificación del sustrato y formación de glaciares, que queda fosilizada por costras laminares. En el Plioceno superior (próximo al límite con el Cuaternario), se deposita la Raña como consecuencia de la continuación de los impulsos tectónicos y la alteración química del sustrato hercínico. Posteriormente, se instala una nueva superficie erosiva, sobre la que se desarrollaron suelos rojos y costras calcáreas. Finalmente, durante el Pleistoceno, se produce la instalación de la red fluvial.

El volcanismo se inicia en el Mioceno superior con el comienzo de la tectónica distensiva y se desarrolla a lo largo de la sedimentación neógena-cuaternaria, a la que ha condicionado localmente. Lógicamente, los edificios volcánicos que han tenido una historia relativamente prolongada en el tiempo, son los que aportan más datos para establecer la relación entre la actividad volcánica y la evolución de las cuencas neógenas. Uno de los mejores ejemplos, es el de la serie sedimentaria relacionada con los materiales volcánicos del Cabezo Segura (Fig. 2). A muro de esta serie se observan depósitos de abanicos aluviales

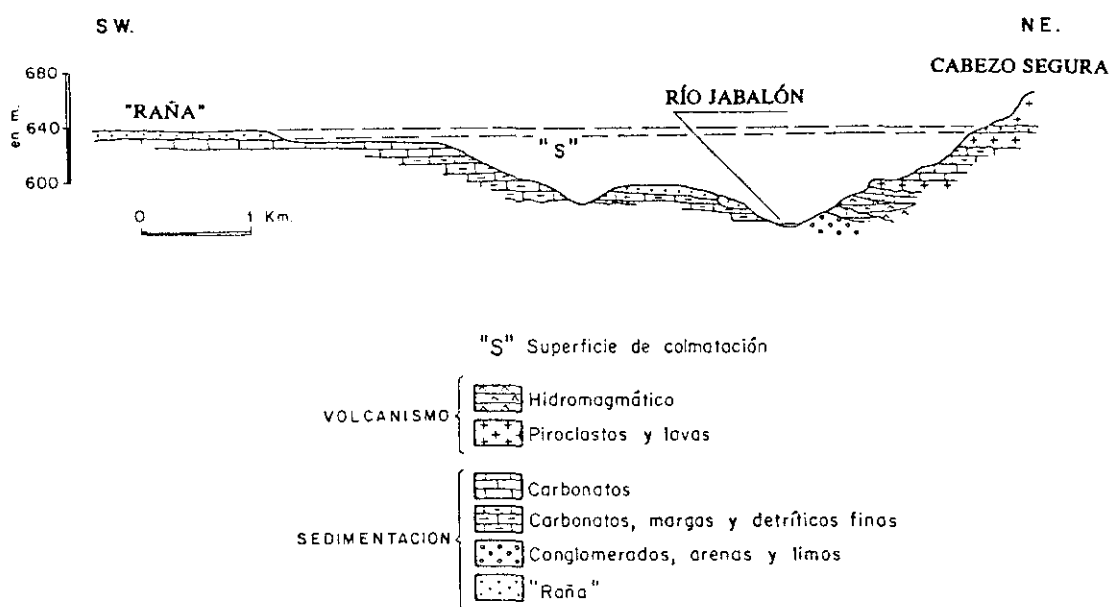


Fig. 2. Corte esquemático del valle del río Jabalón en las proximidades del Cabezo Segura (según Calvo *et al.*, 1990).

(conglomerados de cuarcita), en los que no aparecen materiales volcánicos, lo que indica que la estructuración de la cuenca es anterior o casi contemporánea con el volcanismo. Por encima de estos materiales, se encuentran limos, carbonatos, un nivel freatomagmático y a continuación tres coladas basálticas. La segunda de ellas fosiliza a un tramo carbonático que probablemente corresponde al nivel de colmatación de la cuenca. A su vez, la tercera colada se encuentra por encima del nivel de la Raña, lo que indica que la actividad de este volcán se prolonga durante el Cuaternario. Por encima de esta colada, se disponen depósitos freatomagmáticos en los que se puede observar un nivel carbonático aislado de más de 1 m de potencia. Esto implica que después de la colmatación de la cuenca y de la estructuración de la red fluvial, existían zonas palustres-lagunares restringidas. Esta situación es similar a la observada en las proximidades del yacimiento Las Higuieruelas (cuenca de Alcolea), donde se ha constatado que los procesos de construcción/destrucción de los edificios volcánicos, dieron lugar a

zonas deprimidas en las que se produjo la sedimentación en un ambiente palustre (Hoyos *et al.*, 1986).

La disposición de otros volcanes, indica una evolución diferente. Por ejemplo, el volcán Cerro Gordo ($3^{\circ}44'37''$ - $38^{\circ}49'48''$) está instalado sobre los materiales paleozoicos, separado de éstos por un depósito freatomagmático y morfológicamente colgado respecto a la cuenca adyacente, lo que sugiere que la estructuración de ésta es posterior a la construcción del edificio volcánico. Los materiales que constituyen el volcán son fundamentalmente piroclastos y lavas. En sus proximidades se puede observar otro depósito freatomagmático, pero separado y en una cota inferior.

Como se desprende de los párrafos precedentes, el volcanismo más antiguo se desarrolla en el Mioceno, antes de la estructuración de las cuencas neógenas. En este caso, las erupciones freatomagmáticas están restringidas a las primeras etapas de actividad y son seguidas por erupciones de tipo estromboliano. Los volcanes cuya actividad se inicia o continua tras la formación de las cuencas, pueden presentar una evolución más compleja, con alternancia de episodios explosivos y efusivos, y las erupciones freatomagmáticas son más frecuentes. Durante las fases de relleno de las cuencas, el volcanismo favoreció la formación de zonas palustres restringidas y la modificación de las que existían previamente. La presencia de estos niveles freáticos someros, probablemente favoreció la producción de las explosiones freatomagmáticas.

CARACTERÍSTICAS DEL VOLCANISMO.

Como ya se ha indicado, el volcanismo de CC está representado por una serie de afloramientos dispersos en un área muy amplia. La mayor parte son edificios

volcánicos, cuya morfología solo se conserva parcialmente, a pesar de su edad relativamente reciente.

Hernández-Pacheco (1932) realizó un exhaustivo inventario de los afloramientos volcánicos y distinguió los tipos de edificios. Los más frecuentes son los conos de cinder y/o de tobas, formados por erupciones estrombolianas y constituidos su mayor parte por materiales de proyección aérea (Fig. 3). Menos frecuentes son los volcanes-cúpula o en escudo, desarrollados durante erupciones eminentemente efusivas, por acumulación de los materiales en torno a la boca de salida (Fig. 4). Por lo general, los edificios son monogénicos y las coladas suelen ser de poca extensión. Sin embargo, también existen volcanes que han sufrido una historia más compleja, con interrupciones en su actividad y alternancia de episodios explosivos y efusivos (p.ej. Cabezo Segura, Fig. 2). En pocos casos las coladas han ocupado grandes extensiones (p.ej. colada de Piedrabuena). Además del mecanismo eruptivo, la morfología del lugar donde se instaló el volcán es el factor que más ha condicionado la forma del edificio volcánico. Por ejemplo, en las sierras de cuarcitas no se han desarrollado volcanes en escudo, típicos de las llanuras terciarias. Finalmente, la erosión ha modificado las morfologías originales, llegando en algunos casos a la destrucción casi completa del edificio.

Los materiales piroclásticos cubren todo el rango de granulometrías, desde cenizas hasta lapilli y bombas, que llegan a superar el metro de diámetro. En los edificios estrombolianos que han proyectado mayor volumen de piroclastos, se puede observar granoselección positiva en función de la distancia al punto de emisión. Las coladas son de pequeño espesor y muestran disyunción columnar grosera (Fig. 5) y alteración en bolas (Fig. 6) o en lascas. Es frecuente que la base de la colada presente disyunción columnar y que en la parte superior forme bolas, que quedan englobadas por el suelo que cubre la colada. Otras estructuras (lavas cordadas, texturas fluidales, etc.) son infrecuentes, debido a la alteración.



Fig. 3. Cono de cinder del volcán Cuevas Negras



Fig. 4. Volcán en escudo (Cabezo Hierro).



Fig. 5. Disyunción columnar en la colada W del volcán La Yezosa.

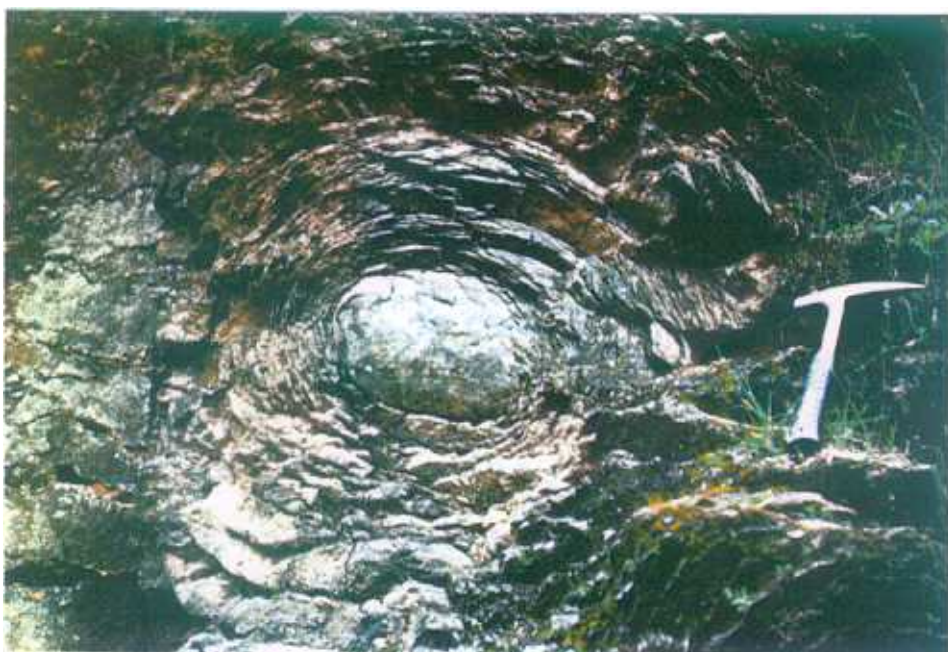


Fig. 6. Alteración en bolas de la colada del Morrón de Villamayor.

Las emisiones freatomagmáticas son también muy frecuentes en el área estudiada. Este mecanismo de alta explosividad, es consecuencia del contacto entre el magma y un acuífero, lo que provoca la vaporización casi instantánea del agua y la fragmentación violenta del magma y la roca encajante. La estructura que resulta (maar), consiste en un cráter situado por debajo del nivel del terreno, rodeado por un anillo de tobas. En CC, Ancochea (1982) cita más de 40 maares. En general, el anillo de tobas no supera los 10-20 m de altura, tiene forma circular o elíptica y su diámetro externo oscila entre 600 m y 1.8 Km. Los materiales que componen el anillo son tanto de origen magmático (sobre todo cenizas y lapilli), como del encajante. Se disponen en bandas de espesor variable, con contactos irregulares e internamente presentan estratificación cruzada y estructuras indicativas de un régimen de flujo elevado. De forma dispersa se encuentran bombas y fragmentos del encajante, que al caer han deformado la estratificación previa (Fig. 7). En algunos maares son también frecuentes los enclaves de peridotita y de megacrístales de anfíbol, piroxeno y mica. La geometría y la estructura interna de estos depósitos, sugiere que se han formado por el desplazamiento de una nube radial rasante (base surge). En la actualidad, el cráter de muchos maares está ocupado por lagunas más o menos estables (Fig. 8).

EDAD DEL VOLCANISMO.

En las cuencas de Alcolea y Corral de Calatrava, a partir de criterios estratigráficos Molina (1975) distinguió tres episodios volcánicos. El primero de ellos, se desarrolla al final del Mioceno y es datado como pre-Turolense. La segunda etapa de actividad, fue datada a partir de su relación con el yacimiento Villafranquense de Las Higuieruelas como Ruscinense inferior. Por último, el tercer episodio se considera posterior a la fauna del yacimiento de Valverde (Cromerense) y anterior a la terraza +6 m del Guadiana (Rissense).



Fig. 7. Deformación de la estratificación previa de los depósitos de maar en las inmediaciones del Cerro Gordo, producida por la caída de un fragmento de cuarcita.



Fig. 8. Laguna de Valverde. Se sitúa en la depresión de un maar adosado a una sierra cuarcítica.

5304760002

Las determinaciones radiométricas disponibles (Ancochea *et al.*, 1979; Ancochea, 1982, y Bonadonna y Villa, 1986) (Tabla 1), confirman en parte el rango de edad establecido por criterios estratigráficos y paleontológicos. Según las dataciones K/Ar, la actividad volcánica se inicia hace 8.7 ± 0.9 ma, con la extrusión de leucititas olivínicas y continúa a los 7.7 y a los 6.4 ma. Las siguientes erupciones datadas no se producen hasta los 4.5 ma, a partir de las cuales la actividad continua hasta los 1.7 ± 0.4 ma. La aparente interrupción entre los 6 y los 5 ma, también es detectada por las determinaciones de remanencia magnética de estas rocas (Ancochea, 1979, 1982). Sin embargo, como indica este autor, dicha interrupción puede ser debida al muestreo. Además, el reducido número de determinaciones impide su extrapolación al conjunto de la región o establecer posibles variaciones de la actividad a lo largo del tiempo.

La comparación de estas determinaciones con las obtenidas para el resto del volcanismo neógeno-cuaternario peninsular (Fig. 9), demuestra que la actividad de CC coincide con la pauta de evolución temporal de aquel. Así, el volcanismo potásico de CC es aproximadamente coetáneo con el ultrapotásico de la región SE, mientras que la extrusión de los magmas basálticos alcalinos es posterior y aproximadamente simultánea con el volcanismo basáltico de Cartagena (región SE) y de Cofrentes.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL.

La extrusión de los magmas se ha debido producir a favor de fracturas que han atravesado materiales paleozoicos y terciarios-cuaternarios. Sin embargo, la cartografía de los focos volcánicos no muestra ninguna alineación preferente que permita identificar cual de los sistemas de fracturación existentes en la región, ha condicionado la distribución de los edificios volcánicos.

TABLA 1. Determinaciones radiométricas K/Ar en las rocas de Campo de Calatrava.

Volcán	Muestra	Hoja (1:50000)	Edad (ma)
Morrón de Villamayor	10	810	8.7 ± 0.9
Morrón de Villamayor	9	810	7.7 ± 0.4
Morrón de Villamayor	11	810	6.4 ± 0.2
Juan de la Puerta	13	784	4.7 ± 0.7
Cerro Pelado	7	810	4.6 ± 0.7
Colada inferior	VH-3	784	4.48 ± 0.45
Las Higueruelas	VH-8	784	3.82 ± 0.34
Colada del Ojailén	6	836	3.7 ± 0.7
Cabezo Segura	1	784	3.7 ± 0.7
Las Higueruelas	VH-14	784	3.52 ± 0.45
Cabezo del Moro	VH-20	784	3.46 ± 0.11
Cerro Pelado	8	810	3.4 ± 0.4
Corrales	12	784	3.2 ± 0.4
Juan de la Puerta	VH-1	784	3.18 ± 0.23
Las Higueruelas	14	784	3.0 ± 0.9
El Cabezuelo	5	836	2.8 ± 0.6
El Junquillo	4	785	1.78 ± 0.4
La Atalaya	3	837	1.75 ± 0.4

Datos tomados de Ancochea y Brändle (1979), Ancochea (1982) y Bonadonna y Villa (1986).

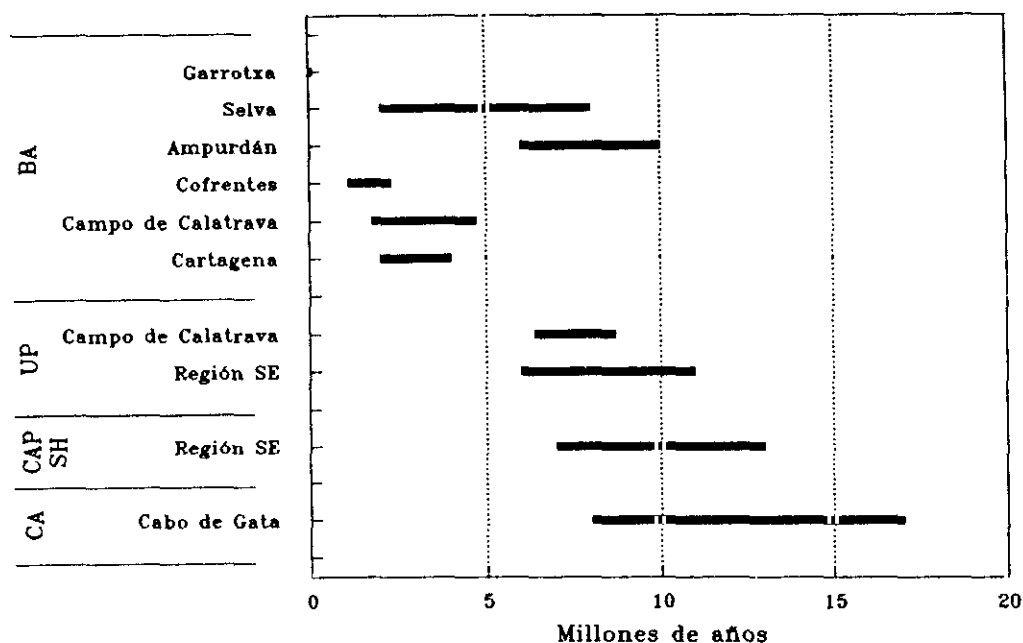


Fig. 9. Edad de las series de rocas volcánicas recientes peninsulares, según las determinaciones geocronológicas de Donville (1973 a, b y c), Sáenz Ridruejo y López Marinas (1975), Bellon y Brousse (1977), Bellon y Letouzey (1977), Ancochea *et al.* (1979), Nobel *et al.* (1981), Bellon *et al.* (1981, 1983) y Bonadonna y Villa (1986). BA: Volcanismo basáltico alcalino; P UP: V. potásico y ultrapotásico; CAP SH: V. calco-alcalino potásico y shoshonítico; CA: V. calco-alcalino.

Para solventar este problema, Ancochea y Brändle (1982) y Ancochea (1982), realizaron un estudio estadístico de los centros volcánicos. Según estos autores, los afloramientos volcánicos ocupan una extensión de $\sim 200 \text{ Km}^2$ (aproximadamente, 1 centro de emisión cada 30 Km^2). Por litologías, los basaltos olivínicos se disponen en una banda central de dirección NNW-SSE, y en áreas progresivamente mayores, pero sin presentar orientación, términos cada vez más subsaturados (nefelinitas y melilititas). Las leucititas fueron ignoradas en esta distribución, ya que solo están representadas por un afloramiento (Morrón de Villamayor). Sin embargo, por sus caracteres excepcionales (fundamentalmente geoquímicos y de edad) es uno de los más importantes de la región (Figs. 10 y 11).



Fig. 10. Aspecto general del frente de las coladas del Morrón de Villamayor, en 1988. Se puede observar la superposición de la colada de melaleucititas sobre la de leucititas.



Fig. 11. Detalle de la cantera abierta en 1990. Se puede observar la colada de leucititas (de color más oscuro) apoyada sobre una base escoriácea y de piroclastos, y la colada de melaleucititas (color claro) apoyada directamente sobre la colada anterior.

El carácter puntual y disperso de este volcanismo facilita la aplicación de métodos estadísticos para la identificación de alineaciones preferentes. Ancochea y Brändle (1982) consideraron como lineaciones posibles, aquellas que unen un mínimo de 4 centros volcánicos. El tratamiento estadístico de las alineaciones obtenidas, sugiere la existencia de dos directrices principales a N.105°-120°.E y N.160°-170°.E, la primera de las cuales coincide aproximadamente con la alineación de los basaltos olivínicos. La aplicación del método propuesto por Martín Escorza (1991), también proporciona una directriz principal entre N.100°-120°.E (Martín Escorza, *com. per.*). Esta dirección coincide de forma aproximada con la que predomina en las estructuras de plegamiento que se observan en los materiales paleozoicos en la zona de los Montes de Toledo donde se encuentra el volcanismo. En consecuencia, cabe suponer que el ascenso de los magmas se ha producido a favor de fracturas longitudinales profundas, establecidas durante la orogenia hercínica y reactivadas durante los ciclos tectónicos alpinos.

CLASIFICACIÓN Y NOMENCLATURA.

Todas las rocas de CC tienen olivino y clinopiroxeno como fases principales, por lo que su clasificación se debe basar en la presencia/ausencia de las fases minoritarias más importantes (melilita, nefelina, leucita y plagioclasa). La nefelina está asociada a melilita en algunos casos y a leucita en las leucititas, aunque también aparece como única fase leucocrata. No se ha detectado la coexistencia de plagioclasa y feldespatoides (=basanitas). De acuerdo con estos caracteres petrológicos y si se considera la nomenclatura que se utiliza en la actualidad para rocas basálticas (p.ej. Sørensen, 1974 y Streckeissen, 1979), las rocas de CC se pueden denominar melilititas olivínicas (con melilita y sin nefelina), melilititas

olivínico-nefelínicas (con melilita+nefelina), nefelinitas olivínicas (solo con nefelina), leucititas olivínicas (con leucita), basaltos olivínicos alcalinos (con plagioclasa) y limburgitas (con matriz criptocristalina o vítrea).

La clasificación modal de las rocas volcánicas plantea dificultades, sobre todo en aquellos casos en los que, debido al reducido tamaño de los cristales o a la presencia de componentes vítreos, no es posible identificar la mineralogía de la matriz, como sucede en muchas rocas de CC. Por esta razón, se han propuesto diferentes métodos de clasificación, basados en la composición química o en la mineralogía normativa.

La utilización del primer tipo de clasificaciones (p.ej. Cox *et al.*, 1979; La Roche *et al.*, 1980) no resultan adecuados para las rocas de CC, ya que no diferencian algunos de los términos (ver Ancochea, 1982). A partir de los criterios más aceptados para la clasificación normativa de rocas basálticas (fundamentalmente, McDonald y Katsura, 1964 y Green, 1969), Ancochea (1982) estableció una clasificación normativa para las rocas de CC (Tabla 2).

Debido a la existencia de rocas con matriz criptocristalina o con componentes vítreos, en esta clasificación se considera el término basanita. Por otro lado, Ancochea (1982) incluyó un criterio modal para subdividir las melilititas olivínicas. Las leucititas no se distinguen a partir de su composición normativa, sino por su mayor abundancia en K_2O respecto a Na_2O . El autor antes citado consideró también la utilización del prefijo "mela" para aquellas rocas que presentan un anormal enriquecimiento en componentes melanocráticos, respecto a la media.

Las clasificaciones modal y normativa presentan un buen ajuste, por lo que para evitar la indeterminación que supone el término limburgita, en este trabajo se utiliza solo la clasificación normativa.

TABLA 2. Clasificación normativa de las rocas de Campo de Calatrava (según Ancochea, 1982).

BASALTO OLIVÍNICO (Hy < 3%)	Ab		
BASALTO OLIVÍNICO ALCALINO			
BASANITA (Ne y Ab > 5%)	Ab + Ne	Or	An
NEFELINITA OLIVÍNICA (s.l.) Nefelinita olivínica (s.s.) (Ne > 5% y Ab < 5%)			
Nefelinita olivinico-melilitica		Lc + Or	
MELILITITA OLIVÍNICA (s.l.) Melilitita olivinico-nefelínica (sin melilita modal)	Ne	Lc	Cs + An
Melilitita olivínica (s.s.) (con melilita modal)			

Ab: albita; Cs: ortosilicato de calcio; Hy: hiperstena; Lc: leucita; Ne: nefelina; Or: ortosa.

La comparación de la clasificación normativa con la clasificación modal, demuestra que las basanitas normativas corresponden en su mayor parte a basaltos olivínicos alcalinos y en menor proporción a nefelinitas olivínicas y limburgitas. Estas últimas suelen quedar clasificadas según sus caracteres normativos como nefelinitas. Por esta razón y debido a que las diferencias geoquímicas entre las basanitas y los basaltos olivínicos son mínimas, en este trabajo se han agrupado ambos términos bajo la denominación basaltos olivínicos alcalinos. Por otro lado, la hiperstena solo aparece en la norma CIPW de las rocas de CC cuando el grado de alteración es elevado, lo que implica el aumento de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ y la consiguiente sobreestimación del contenido en SiO_2 al calcular la norma directamente a partir del análisis. Si las modificaciones debidas a la alteración son eliminadas (ver Apéndice 2), no se obtienen rocas sin nefelina normativa ni con hiperstena. En consecuencia, el término basalto olivínico de la clasificación de Ancochea (1982) ha sido eliminado. Finalmente, las subdivisiones dentro de las

nefelinitas y melilititas, introducen cierta confusión en las denominaciones y no responden a diferencias geoquímicas destacables, por lo que también han sido ignoradas. Así, la clasificación que finalmente se ha adoptado en este trabajo es la siguiente:

TABLA 3. Clasificación normativa de las rocas de Campo de Calatrava adoptada en este trabajo.

	Ab	Or	Lc	Cs
Melilitita olivínica			⊗	⊗
Nefelinita olivínica	< 5%	⊗	○	
Basalto olivínico alcalino	> 5%	⊗		
Leucitita olivínica	$K_2O > Na_2O$			

Ab: albita; Or: ortosa; An: anortita; Ne: nefelina; Lc: leucita; Cs: ortosilicato de calcio. ⊗: presente; ○: no siempre presente; sin símbolo: ausente.

En esta clasificación se considera además la existencia de un grupo de leucititas, caracterizado por un porcentaje elevado de fenocristales de olivino y que puede ser distinguido fácilmente por su abundancia en determinados elementos (ver capítulo 2). Como propone Ancochea (1982), este grupo se ha denominado melaleucititas olivínicas. El prefijo "mela" no se ha utilizado en ningún otro caso.

Capítulo 2

CARACTERES PETROLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS.

Las rocas volcánicas de CC presentan una gran homogeneidad petrográfica. En general, son holocristalinas con tendencia porfídica y matriz microcristalina. Las rocas con matriz hipocristalina son menos abundantes y en todos los casos el vidrio es minoritario. En todas ellas, las fases mayoritarias son olivino y clinopiroxeno. Estos aparecen como fenocristales y como constituyentes de la matriz, presentando todos los tamaños intermedios. Los óxidos de Fe-Ti también se encuentran en todas las rocas, como microcristales en la matriz e incluidos en los fenocristales de olivino y clinopiroxeno, y, ocasionalmente, como microfenocristales.

En las melilititas y leucititas, la melilita y la leucita son respectivamente fases constituyentes de la matriz y por lo general no alcanzan el tamaño de microfenocristal. La nefelina aparece asociada a estas dos fases, en posiciones intersticiales. También puede aparecer como única fase leucocrata (nefelinitas), en forma de microcristales subidiomorfos y ocupando la misma posición que en melilititas y leucititas. La plagioclasa se encuentra en los basaltos olivínicos, con tamaños que oscilan de microfenocristal a microcristal, por lo general idiomorfos

o subidiomorfos. En raras ocasiones se han observado fenocristales subidiomorfos aislados. No se ha constatado la coexistencia de plagioclasa y feldespatoides.

La biotita se encuentra de forma esporádica como fase minoritaria en todos los grupos, a excepción de las leucititas, donde aparece en mayor proporción. En general se dispone de forma intersticial, pero también se puede encontrar como microcristales subidiomorfos. La analcima y el apatito son también fases accesorias que aparecen con relativa frecuencia en todos los grupos. La primera suele rellenar intersticios, mientras que la forma más frecuente de aparición del apatito es en microcristales aciculares incluidos en otros minerales de la matriz. Ocasionalmente también se encuentra como inclusiones en fenocristales de clinopiroxeno de color verde y alcanza longitudes mayores (hasta 4 mm). La perovskita aparece como mineral accesorio en algunas melilititas, en forma de pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos incluidos en otros minerales. En algunas melilititas también aparece sodalita en proporciones relativamente elevadas.

Los minerales secundarios más frecuentes son las ceolitas (phillipsita, thompsonita, scolectita, mesolita y stilbita; Ancochea, 1982) y el carbonato cálcico. Todos ellos, suelen ocupar vacuolas y fisuras. Las ceolitas también aparecen en aureolas alrededor de enclaves de rocas sedimentarias (Ancochea, 1974). En algunos casos, las relaciones texturales del carbonato respecto a las fases ígneas, sugieren que aquel tuvo un origen magmático (Ancochea, 1982).

Los xenolitos de origen mantélico son frecuentes en estas rocas. En general tienen forma redondeada y su tamaño varía de 2-3 cm hasta 20 cm. La composición de estos enclaves es muy diversa, desde tipos sin fases hidratadas (wehrlitas: 10-40% Ol + 60-90% Cpx, y lherzolitas: 60-90% Ol + 6-30% Opx + 3-16% Cpx + <4% Sp), hasta glimmeritas (0-40% Cpx + 60-100% Flg; 10-

50% Cpx + 7-75% Anf + 8-50% Flg), así como wehrlitas anfibólicas (30-50% Ol + 4-20% Cpx + 40-50% Anf), y lherzolitas anfibólicas y micáceas, cuya composición es análoga a la de las otras lherzolitas, pero con proporciones de anfíbol y flogopita entre 4-8% y <5%, respectivamente (Ancochea, 1982 y Ancochea y Nixon, 1987). También son frecuentes pequeños enclaves (2-3 cm) de rocas sedimentarias (fundamentalmente cuarcita), con bordes redondeados o angulosos y rodeados por pequeñas aureolas de reacción (ver Ancochea, 1974).

GEOQUÍMICA DE LAS FASES MINERALES.

En los siguientes apartados, se describen en detalle las fases minerales más importantes en las rocas de CC y se caracterizan desde un punto de vista geoquímico.

Olivino.

Como ya se ha indicado, el olivino aparece en todos los tipos petrológicos como fenocristal y como constituyente de la matriz. Los cristales son idiomorfos o subidiomorfos, si bien en ocasiones presentan fenómenos de reabsorción (Fig. 13). Los de mayor tamaño no superan la escala milimétrica y no suelen presentar inclusiones, a excepción de óxidos de Fe-Ti en algunas ocasiones. Con frecuencia, el olivino ha sufrido procesos de alteración y aparece total o parcialmente iddingsitizado. En otros casos, se encuentra pseudomorfizado por carbonatos.

Los análisis químicos realizados (Tabla 4), muestran que el contenido en Fo(%) oscila entre 89 y 84. La abundancia en CaO y MnO es muy baja y en ningún caso

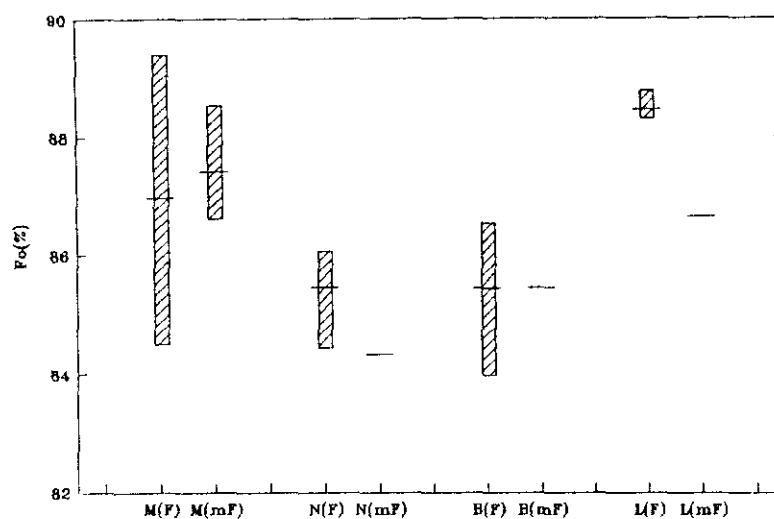


Fig. 12. Rangos de variación (barras verticales) y valor medio (línea horizontal) del porcentaje de forsterita en los fenocristales (F) y microfenocristales (mF) de las melilititas (M), nefelinitas (N), basaltos olivínicos (B) y leucititas (L) de Campo de Calatrava.

supera el 0.3%. La diferencia composicional entre los fenocristales y los microfenocristales es mínima, y aunque los primeros suelen ser ligeramente más magnésicos que los segundos, el porcentaje de forsterita de los microfenocristales se encuentra dentro del rango de los fenocristales (Fig. 12). Por lo que respecta a la variación entre los grupos litológicos, existe una ligera disminución de la abundancia en Mg desde las melilititas hasta nefelinitas y basaltos. Sin embargo, el rango de variación de estos dos últimos grupos es muy semejante y se encuentra dentro del que exhiben las melilititas, que es el más amplio de la serie. El contenido en forsterita de los olivinos de las leucititas (88%) es ligeramente superior al de las melilititas (87%), pero como se puede observar en la Fig. 12, la composición del olivino de dicho grupo se encuentra dentro del rango de las melilititas. Finalmente, las determinaciones de Ca sugieren un ligero aumento en la sustitución del Mg por Ca en el olivino, al aumentar el contenido en CaO del líquido que lo rodea.

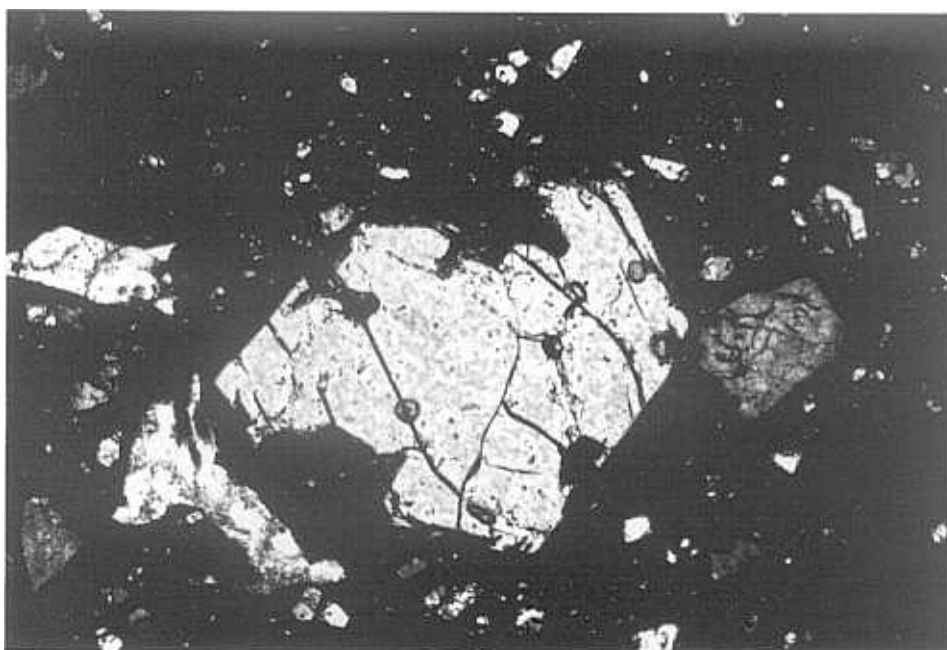


Fig. 13. Fenocrystal de olivino que ha sufrido fenómenos de reabsorción (CAL-8, $\times 4$).



Fig. 14. Fenocrystal zonado de clinopiroxeno con inclusiones de olivino. Los óxidos de Fe-Ti se encuentran como inclusiones en algunos olivinos y en el borde del clinopiroxeno (CAL-24, $\times 4$).

Clinopiroxeno.

El clinopiroxeno está presente en todos los tipos petrológicos como fenocristal, aunque es más frecuente como microfenocristal y formando parte de la matriz. En raras ocasiones aparecen cristales aislados de tamaño centimétrico. Los fenocristales suelen presentar inclusiones de óxidos de Fe-Ti y más raramente de olivino (Fig. 14). Con frecuencia, el tamaño y número de las inclusiones de óxidos aumenta desde el centro al borde del cristal huésped.

Por lo general, los fenocristales y los microfenocristales están zonados. La zonación consiste en un núcleo verde alotriomorfo y redondeado, que está rodeado por un borde idiomorfo-subidiomorfo cuya zona interna es marrón claro y la externa es pardo-rojiza (Fig. 20). Esta zonación no está completa en todos los cristales. Así, los núcleos verdes están restringidos a algunos fenocristales y el borde pardo-rojizo no aparece siempre. A su vez, los cristales de menor tamaño no suelen estar zonados y su color es en general el mismo que presenta el borde de los fenocristales coexistentes.

En las Tablas 5 y 6, se recogen los análisis efectuados en los clinopiroxenos de las rocas de CC. Asimismo, se incluye la fórmula estructural, el contenido en Fe^{3+} calculado por balance de cargas, los parámetros utilizados en la clasificación propuesta por la IMA (Morimoto, 1988, 1989) y los términos finales según la norma de Kushiro (1962). Todos los cálculos se han realizado con el programa PX (Cebriá, 1990).

Como se desprende del diagrama Q-J (Fig. 15), estos piroxenos corresponden al grupo Quad (Ca-Mg-Fe), cuya clasificación se realiza en el triángulo Wo-En-Fs.

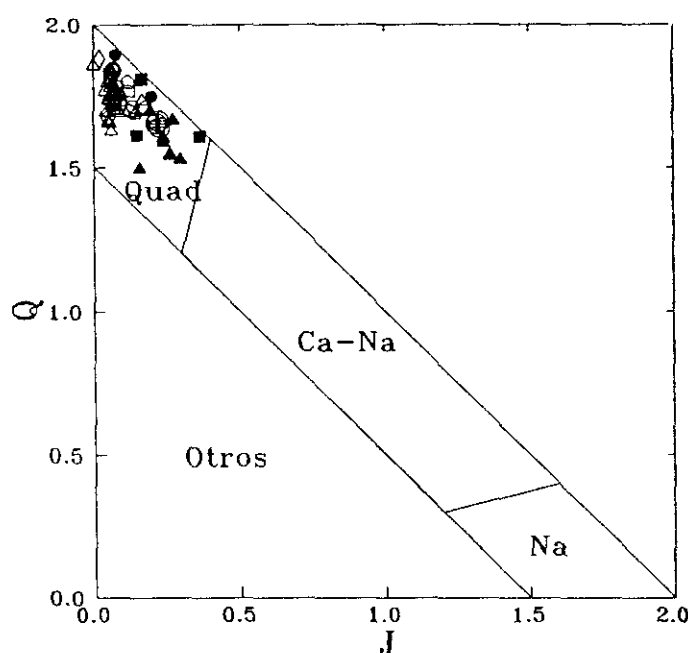


Fig. 15. Proyección de los clinopiroxenos de las rocas de Campo de Calatrava en el diagrama Q ($\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$)-J (2Na) (según Morimoto, 1988, 1989). Los símbolos blancos corresponden a las zonas de borde y los negros a los núcleos verdes (Δ : melilititas; \square : nefelinitas; \circ : basaltos olivínicos; \diamond : leucititas). Para comparación se han proyectado los clinopiroxenos presentes en los xenolitos mantélicos presentes en las leucititas (\oplus).

La proyección en dicho diagrama (Fig. 16), demuestra el enriquecimiento en Ca de dichos piroxenos, ya que la mayor parte se sitúa en o sobre el campo del diopsido y solo una mínima parte, corresponde a augitas. En este diagrama se puede apreciar que los núcleos verdes están enriquecidos en Fe, respecto al resto de composiciones, de las que se encuentran separadas por un pequeño "gap". Esto queda asimismo reflejado en el diagrama Mg-Fe' (Fig. 17). Las zonas externas de color marrón claro y pardo-rojizo, son composicionalmente análogas, si bien las segundas se encuentran ligeramente enriquecidas en hierro ($\text{Fe}^t > 0.25$) respecto a las primeras ($\text{Fe}^t < 0.25$).

El cálculo de los términos finales de los clinopiroxenos de las rocas de CC (Tablas 5 y 6), demuestra el elevado contenido en componentes que no se

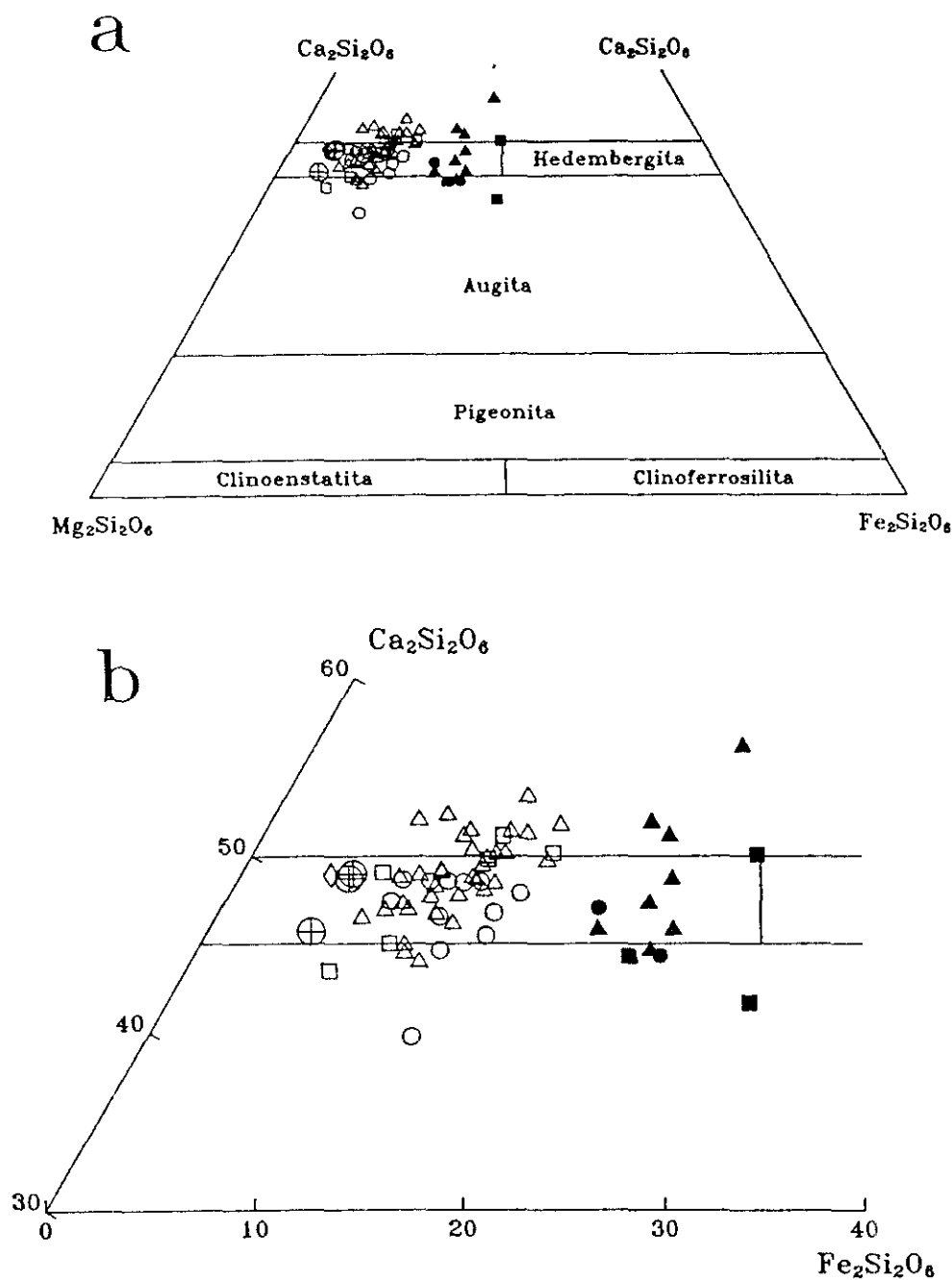


Fig. 16. Proyección de los clinopiroxenos de las rocas de Campo de Calatrava en el diagrama de clasificación Wo-En-Fs propuesto por la IMA (Morimoto, 1988, 1989) (a) y ampliación de la zona donde se proyectan dichos clinopiroxenos (b). El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 15.

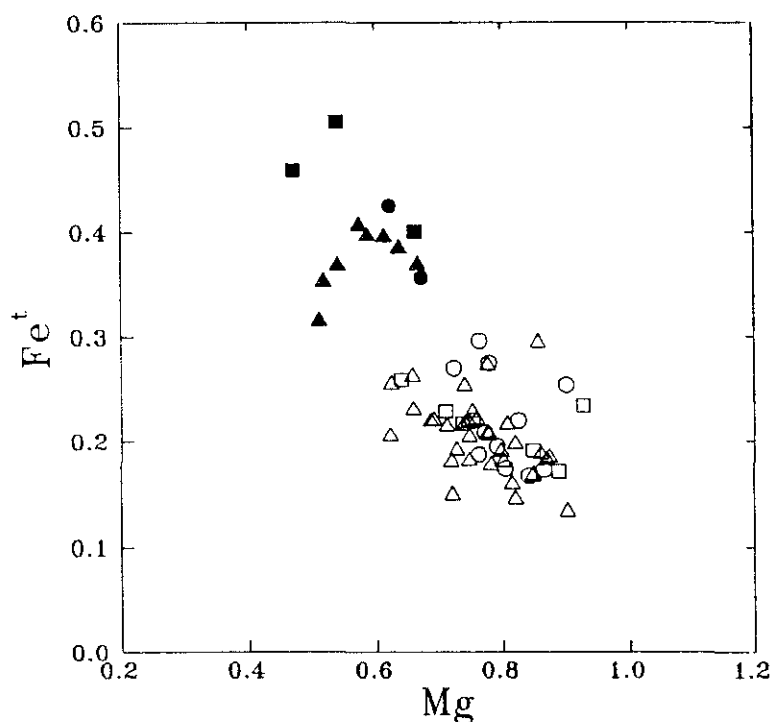


Fig. 17. Diagrama Mg-Fe^I (Fe total) para los clinopiroxenos de las rocas de Campo de Calatrava. El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 15.

incluyen en el cuadrilátero Di-Hd-En-Fs. Por lo tanto, este diagrama resulta inadecuado para reflejar las posibles variaciones composicionales. Para solventar este problema, se han propuesto otros diagramas, como el Di-Hd(+Ac)-Ts (Huckenholz, 1973). En la figura 18, se ha proyectado un diagrama basado en los términos finales de la norma de Kushiro (1962) y que es análogo al citado antes. En ambos diagramas, Ts representa la suma de las moléculas de Tschermak correspondientes a los elementos que pueden sustituir al Si en la posición tetraédrica (TSC, CFS y CTA). La proyección de los piroxenos de CC en este diagrama, demuestra la inexistencia de pautas claras de variación entre los grupos petrológicos. Asimismo, es posible distinguir claramente los núcleos verdes, caracterizados por bajas proporciones de Ts y un mayor enriquecimiento en el componente Fs+CFA+Ac. Esta disposición es análoga a la que adoptan los núcleos "verde-hierba" descritos por Dobosi (1989) en los basaltos de Nógrád

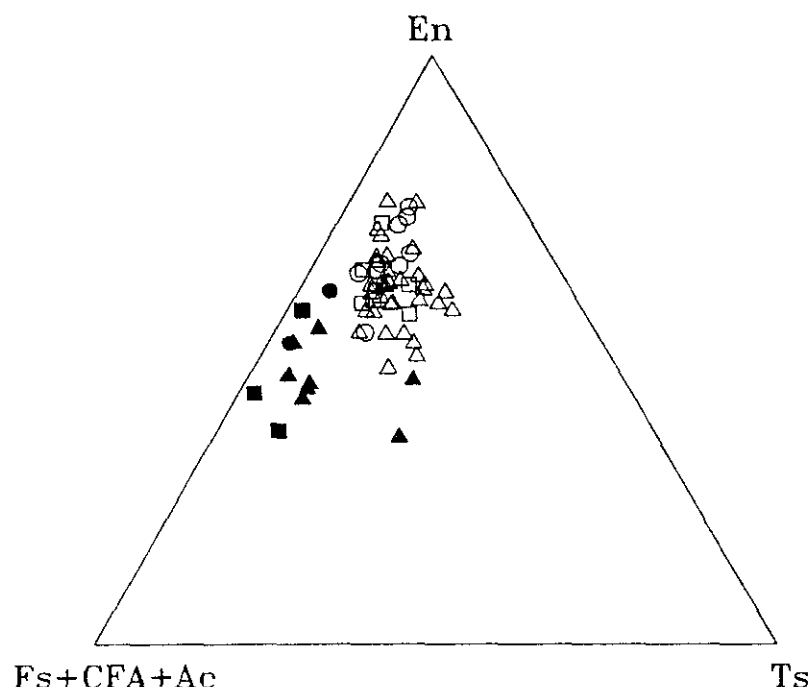


Fig. 18. Diagrama En-Ts-Fs+CFA+Ac (En: enstatita; Ts: molécula de Tschermak; Fs: ferrosilita; CFA: molécula de Tschermak-Ca-Fe²⁺; Ac: acmita) para los clinopiroxenos de las rocas de Campo de Calatrava. El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 15.

(Hungría), y por Duda y Schmincke (1985) en los basaltos de Eifel (Alemania). Excepcionalmente, algunos núcleos verdes se alejan de esta pauta y presentan un contenido en Ts similar al de los otros piroxenos, pero con menor abundancia en Mg que éstos. Esta posición es la misma que ocupan los núcleos "verde-aceituna" descritos por Dobosi (1989). En los basaltos de Nógrád, el diagrama Ti-Mg* (Mg* = Mg/(Mg + Fe^b)), permite distinguir los dos tipos de núcleos verdes mencionados. Sin embargo, los piroxenos verdes de CC muestran una gran dispersión en dicho diagrama (Fig. 19), lo que caracteriza en conjunto a los núcleos "verde-hierba".

Como se desprende de los diagramas Di-Hd-En-Fs y Mg-Fe^b, el enriquecimiento de los núcleos verdes de CC en el componente Fs+CFA+Ac, es debido sobre

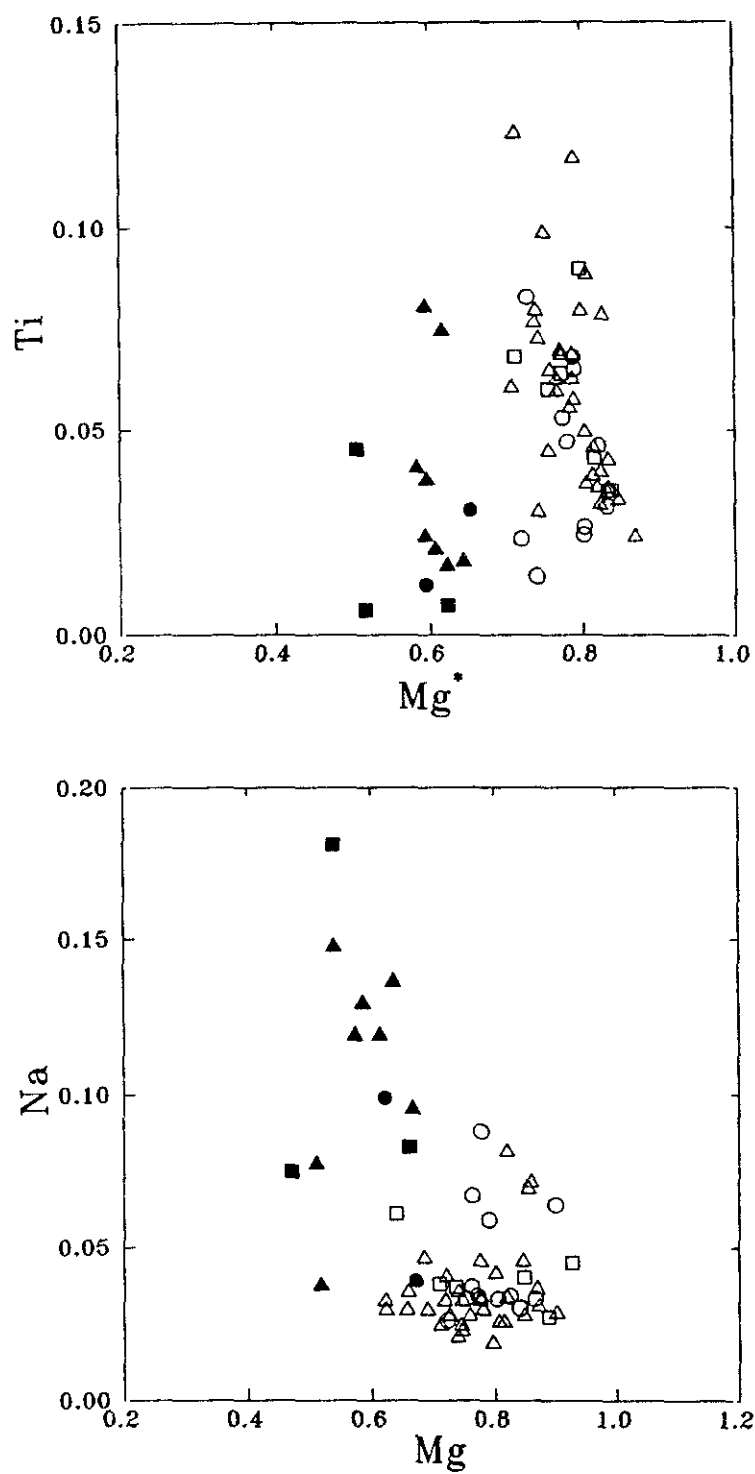


Fig. 19. Diagramas Mg^* ($Mg/Mg+Fe'$)-Ti y Mg-Na para los clinopiroxenos de las rocas de Campo de Calatrava. El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 15.

todo a su mayor abundancia en hierro. Sin embargo, el diagrama Mg-Na (Fig. 19), demuestra que la participación del componente Ac también es importante, ya que los mayores enriquecimientos en Na corresponden a los núcleos verdes, cuyo contenido en Na es frecuentemente >0.10 , por lo que según la nomenclatura de la IMA se pueden denominar diopsidos sódicos o augitas sódicas. En este caso, no existe un gap composicional entre los núcleos verdes y las zonas externas.

Como se desprende de los diagramas anteriores, no existen diferencias apreciables entre los piroxenos de los distintos tipos petrológicos y las melilitas cubren la práctica totalidad del rango de variación que exhiben los piroxenos de esta serie.

Los clinopiroxenos con núcleos verdes en basaltos alcalinos, se han descrito en muchas regiones volcánicas de intraplaca (p.ej. Frisch y Schmincke, 1969; López Ruiz, 1973; Barton y Bergen, 1981; Duda y Schmincke, 1985; López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985; Bédard *et al.*, 1988; Dobosi, 1989). Los estudios sobre cristalización del piroxeno en condiciones superficiales, demuestran que estos núcleos no están en equilibrio con el líquido primitivo que los engloba, lo que explica sus bordes redondeados como consecuencia de la reacción entre ambos, y la cristalización del borde que los rodea. Las hipótesis propuestas para el origen de estos núcleos, se pueden dividir en tres grupos: 1) cristalización bajo condiciones de P, T, fO_2 etc. diferentes a las superficiales (Frisch y Schmincke, 1969; López Ruiz, 1973); 2) mezcla del líquido primitivo con otro más evolucionado (Brooks y Printzlau, 1978; Barton *et al.*, 1982; Duda y Schmincke, 1985), y 3) desagregación de xenolitos mantélicos metasomatizados (Barton y Bergen, 1981).

La ausencia de datos sobre las condiciones de presión, fO_2 , etc. bajo las que cristalizaron los núcleos verdes, impide confirmar o rechazar la primera hipótesis. Por lo que respecta a la mezcla con líquidos más evolucionados, resulta

improbable que este proceso quede exclusivamente reflejado por la presencia de los núcleos verdes. Finalmente, si los análisis realizados en clinopiroxenos de xenolitos de CC son representativos del conjunto de la región, se puede concluir que dichos piroxenos y los núcleos verdes no están relacionados. Sin embargo, esto no descarta que los piroxenos verdes fueran incorporados en zonas del manto diferentes a las que representan dichos xenolitos. Además, la existencia de glimmeritas y wehrlitas/lherzolitas con fases hidratadas (Ancochea, 1982b, y Ancochea y Nixon, 1987) y de flogopitas de origen mantélico (ver apartado correspondiente en este capítulo), apoya la presencia de un manto metasomatizado en CC y la incorporación de los minerales que lo integran por los magmas durante su ascenso. La ausencia de otros criterios adicionales, impide establecer con seguridad el origen de los núcleos verdes.

Melilita.

La melilita se encuentra como microfenocristal y es constituyente de la matriz en las melilititas. Algunas rocas clasificadas a partir de sus caracteres normativos como nefelinitas, corresponden a melilititas modales. En este caso, la melilitita se encuentra como microcristales en la matriz, asociada a nefelina. Predominan los cristales idiomorfos o subidiomorfos, en secciones longitudinales (tabulares) o basales (octogonales-hexagonales) (Fig. 21). Localmente puede aparecer como fenocristales alotriomorfos de tamaño milimétrico. En ocasiones, las secciones tabulares presentan estructura en reloj de arena (Fig. 22).

Las melilitas más frescas son incoloras o grisáceas con pleocroismo azulado y tienden a tonos amarillos con la alteración (Figs. 21 y 22). En general, las melilitas tienen inclusiones de óxidos de Fe-Ti y en el caso de los cristales de mayor tamaño, también incluyen olivino y clinopiroxeno.

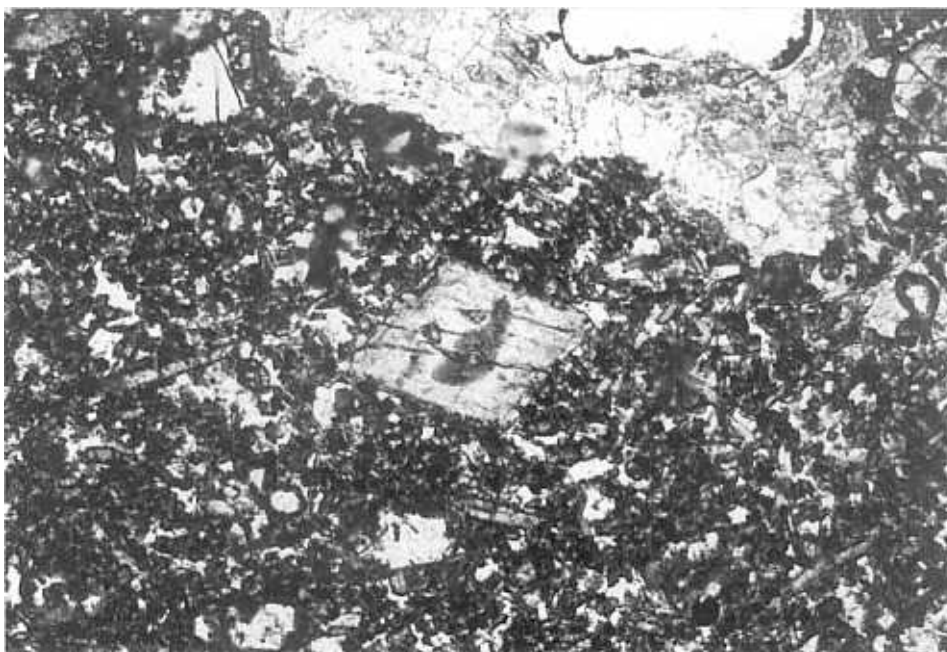


Fig. 20. Fenocristal de clinopiroxeno zonado. La zonación se compone de un núcleo verde alotriomorfo rodeado por un borde marrón claro en el interior y pardo oscuro en la zona externa. Los clinopiroxenos que componen la matriz presentan el mismo color que la zona externa del fenocristal (CAL-40, $\times 4$).

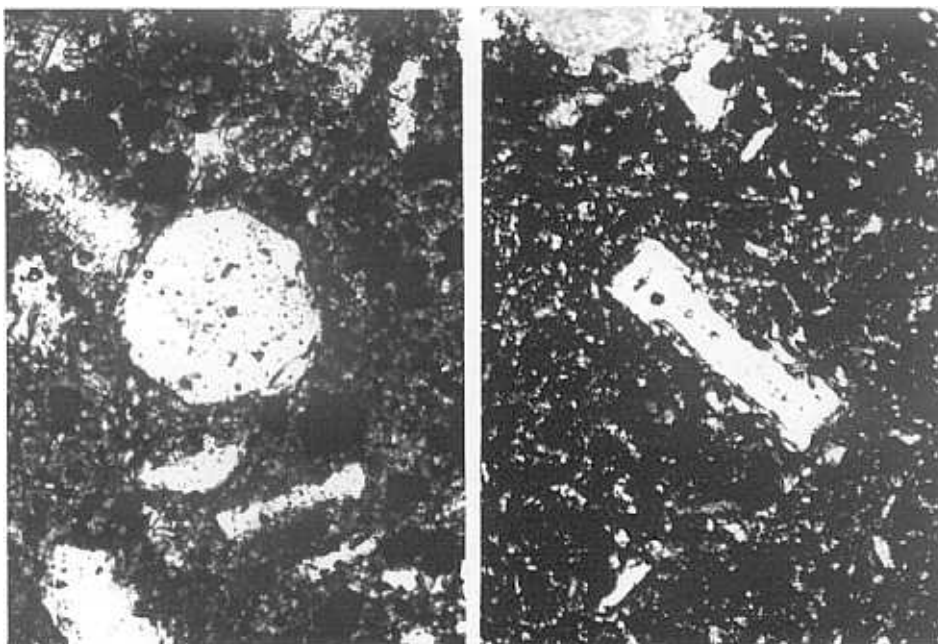


Fig. 21. Sección basal (a la izquierda; CAL-1b, $\times 10$) y longitudinal (a la derecha; CAL-24, $\times 10$) de microcristales de melilita. En la sección longitudinal se puede apreciar el pleocroismo azulado típico de este mineral.

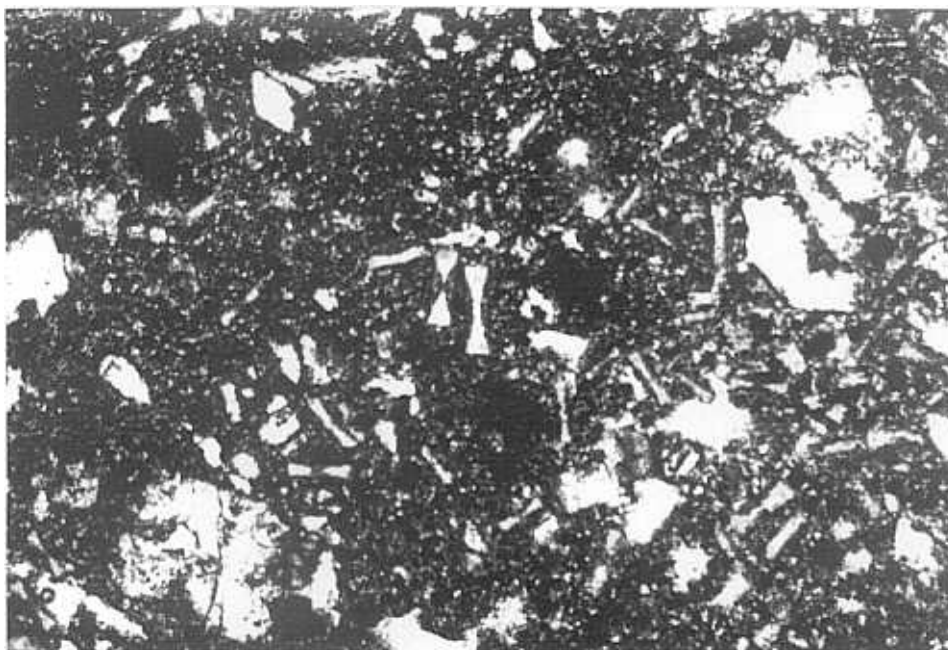


Fig. 22. Secciones longitudinales de melilitas alteradas con estructura en reloj de arena (CAL-45, $\times 4$).

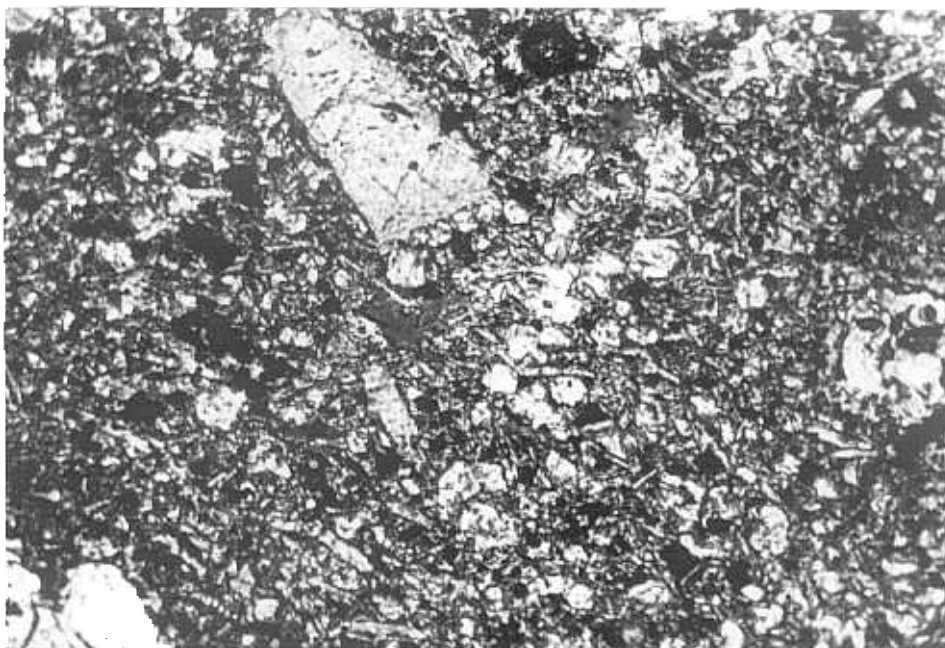


Fig. 23. Microcristales subidiomorfos-alotriomorfos de nefelina (color blanco) que forman la matriz junto a microcristales de clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y biotita intersticial (CAL-66, $\times 10$).

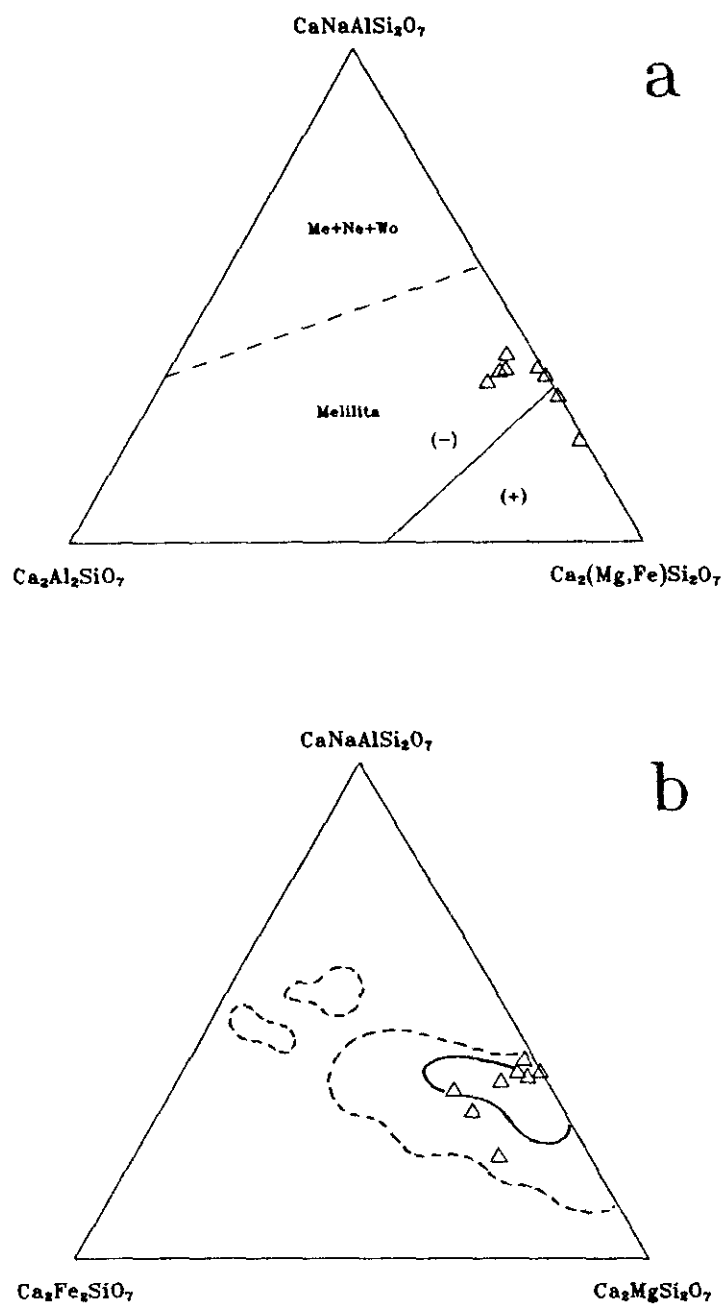


Fig. 24. *a*: Diagrama Ak+FeAk ($\text{Ca}_2[\text{Mg,Fe}]\text{Si}_2\text{O}_7$)-Ms ($\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$)-Ge ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$) para las melilitas de las rocas de Campo de Calatrava. La línea de trazos representa el límite de estabilidad de las melilitas sintéticas a 1 atm de presión y la línea de puntos el límite entre los miembros de signo óptico positivo y negativo (según Yoder, 1976); y *b*: Diagrama Ak-Ms-FeAk. La línea de trazos limita la zona donde se proyectan las melilitas naturales y la línea continua la zona donde se sitúa la mayor parte de aquellas (según Velde y Yoder, 1977).

En la Tabla 7, se recogen los análisis de melilitas de las rocas de CC y en la figura 24a, se han proyectado sus términos finales en el diagrama Ak+FeAk-Ms-Ge (ver Apéndice 2). La mayor parte de las muestras se sitúan en el campo de las melilitas de signo óptico negativo, excepto dos muestras con elevado contenido en Mg+Fe frente a álcalis. Esta disposición es análoga a la obtenida por El Goresy y Yoder (1974) para melilitas presentes en nefelinitas de Uvalde (Texas) y Nyiragongo (Zaire), donde se observa que el decrecimiento en Ms está acompañado por un empobrecimiento en Ge. En el diagrama Ak-Ms-FeAk, las melilitas de CC (ver asimismo Ibarrola y Brändle, 1974) se proyectan en la región donde se sitúan la mayor parte de las melilitas naturales (Fig. 24b).

A partir de un estudio sobre melilitas en lavas, Velde y Yoder (1983) concluyen que la relación $Fe/(Fe+Mg)$ de la melilita y del olivino y/o clinopiroxeno que cristaliza simultáneamente, es casi idéntica. Las melilitas de CC, poseen una relación $Fe/(Fe+Mg)$ que oscila entre 0.21 y 0.25, muy semejante a la que se obtiene en los bordes y los microcristales de clinopiroxeno (0.17-0.24) coexistentes. Por el contrario, el olivino presenta una relación casi constante en torno a 0.12-0.15. Esto confirma que, en general, el momento de aparición de la melilita se produce en las últimas etapas de cristalización del clinopiroxeno.

Nefelina.

La nefelina se encuentra en las nefelinitas, donde es la única fase leucocrata, y en las melilitas nefelínicas y las leucititas, asociada a melilita y leucita, respectivamente. En las nefelinitas puede aparecer como microcristales idiomorfos-subidiomorfos (Fig. 26), aunque su forma más frecuente es como fase intersticial. También rellena huecos de los fenocristales de olivino o clinopiroxeno

y menos frecuentemente forma grandes placas poiquilíticas que engloban al resto de fases que componen la matriz. La nefelina intersticial y en huecos, suele presentar inclusiones de apatito.

Los análisis realizados en las nefelinas de las rocas de CC (Tabla 8), demuestran la existencia de cantidades variables de K así como de elementos que no forman parte de la fórmula ideal de la nefelina (Ca, Fe, Mg). En las soluciones sólidas nefelina (NaAlSiO₄)-kalsilita (KAlSiO₄), Ca y Mg sustituyen a Na o K aunque su posición estructural no está bien definida (Deer *et al.*, 1962). Por lo que respecta al hierro, éste suele sustituir a Si y Al, en forma de Fe³⁺. La fórmula estructural de las nefelinas de CC, revela la existencia de un exceso de Si que se ve compensado por un déficit en el contenido en Al. Así, el valor medio de $\Sigma(\text{Si} + \text{Al}) = 16.0$ coincide con el número teórico de cationes en coordinación tetraédrica. En consecuencia, la práctica totalidad del Fe determinado debe corresponder a Fe²⁺. Si el comportamiento de este catión es análogo al de Ca, Mg, Mn o Ti, también debe sustituir a K y Na. Sin embargo, debido a la incertidumbre en la cantidad de Fe³⁺ presente y a la escasa influencia en el resultado final, este catión se ha ignorado al calcular los términos finales de la nefelina (Ne: NaAlSiO₄, Ks: KAlSiO₄ y Q: SiO₂).

En la figura 25 se ha proyectado el diagrama Ne-Ks-Q para las muestras de CC. Como se puede observar, todas se sitúan dentro de la región de estabilidad de las soluciones sólidas de nefelina, definida por Hamilton (1961). Aunque las nefelinas de las leucititas se encuentran dentro del rango de las melilititas, aquellas suelen estar más enriquecidas en Na. Puesto que las leucititas están enriquecidas en potasio respecto a las melilititas y la temperatura de cristalización de la nefelina en ambos grupos es análoga (ver capítulo 4), la menor proporción de Ks en las leucititas debe ser consecuencia de un menor contenido en potasio del líquido residual a partir del cual cristalizó la nefelina. Este empobrecimiento es

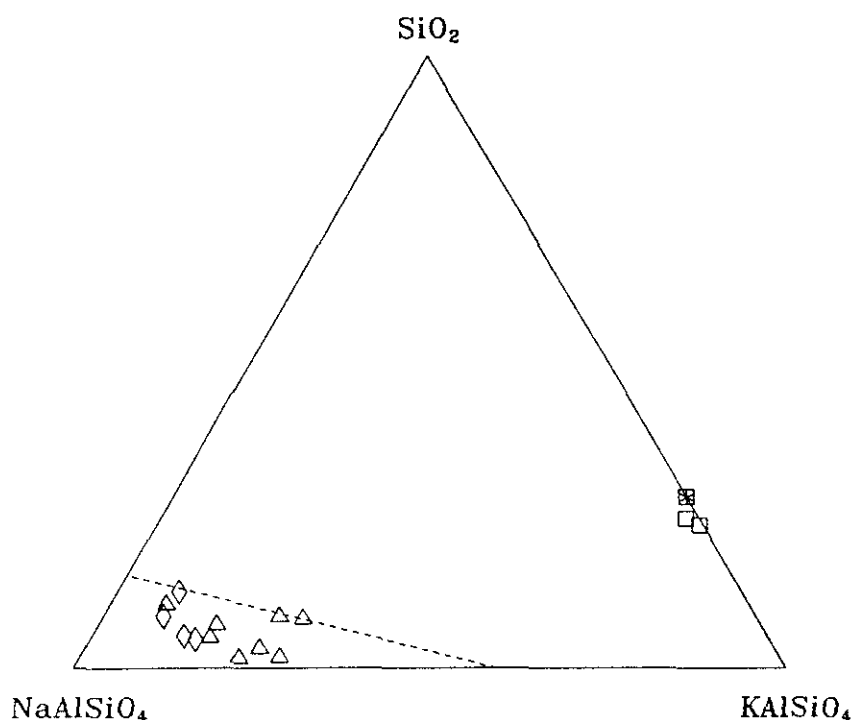


Fig. 25. Diagrama NaAlSiO_4 (nefelina)- KAlSiO_4 (kalsilita)- SiO_2 (cuarzo) para las nefelinas de melilitas (Δ) y leucitas (\diamond) de Campo de Calatrava. La línea de trazos representa el límite de estabilidad de las soluciones sólidas de nefelina a 1068°C (según Hamilton, 1961). También se han representado las leucitas (\square) presentes en las leucitas de Campo de Calatrava (el asterisco representa la posición de la leucita pura).

probablemente debido a la cristalización previa de la flogopita, lo que está apoyado por las observaciones petrográficas.

Leucita.

La leucita se encuentra exclusivamente en las leucitas, generalmente como microfenocristales y microcristales, idiomorfos o subidiomorfos, con forma octogonal y bordes redondeados. Se distinguen fácilmente por la existencia de inclusiones de cristales transparentes (probablemente apatito) que se disponen de forma concéntrica (Fig. 26).

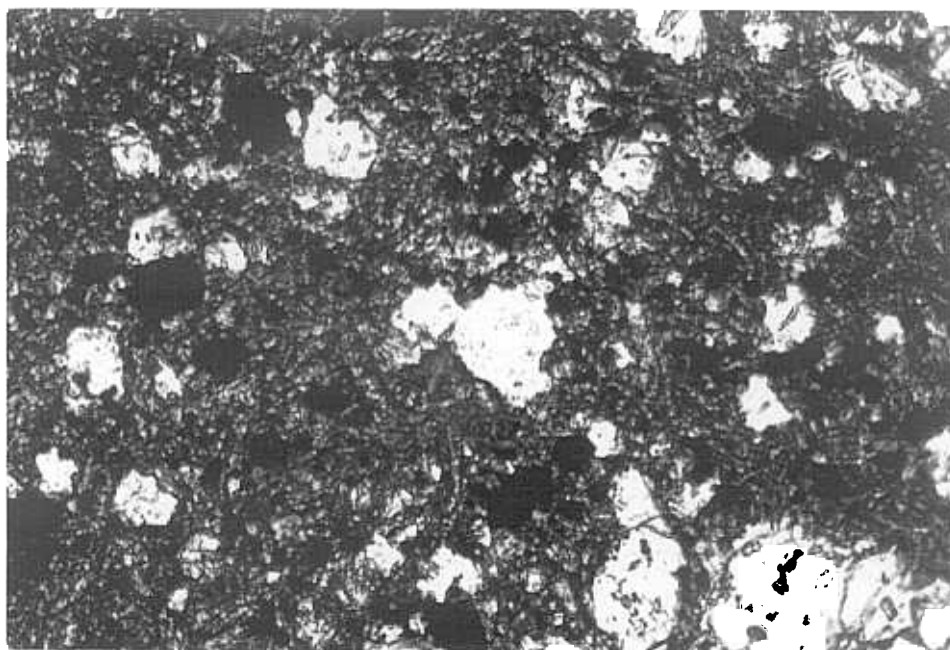


Fig. 26. Microcristales de leucita (color blanco). En el centro de la fotografía, se puede observar un cristal que presenta las típicas inclusiones concéntricas (CAL-9b, $\times 10$).



Fig. 27. Aspecto de la matriz de un basalto olivínico en el que dominan los microfenocristales de plagioclasa (CAL-69, $\times 4$).

Los análisis realizados (Tabla 9), se apartan poco de la fórmula ideal (KAlSi_2O_6) por lo que la sustitución de K por Na es mínima y la relación Si:Al es próxima a 2:1. Por lo tanto, la proyección de estas leucitas en el diagrama NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 se sitúa en una zona próxima al punto que representa la leucita pura (Fig. 25).

Plagioclasa.

La plagioclasa aparece exclusivamente en los basaltos olivínicos. Su presencia en rocas clasificadas a partir de la composición normativa como melilititas o nefelinitas no es frecuente y en este caso las rocas corresponden siempre a

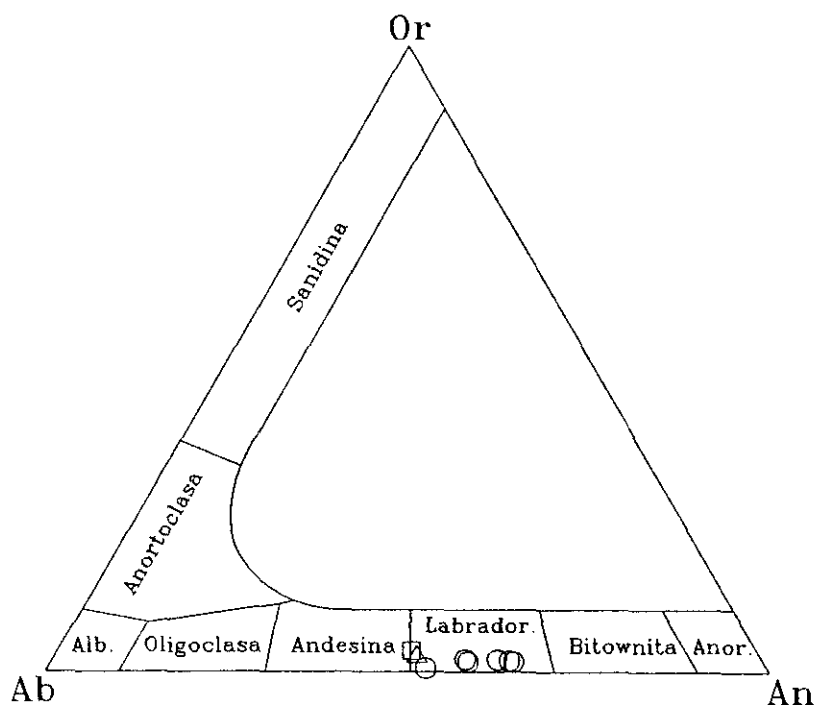


Fig. 28. Diagrama An-Or-Ab en el que se han proyectado las plagioclasas de los basaltos olivínicos (○) de Campo de Calatrava. Las rocas clasificadas en función de sus caracteres normativos como melilititas y nefelinitas, se han representado con un triángulo y un cuadrado, respectivamente.

basaltos olivínicos modales. Por lo general, se encuentra como microcristales tabulares sin zonación (Fig. 27) o como fase intersticial en la matriz. En este último caso, se pueden desarrollar de forma poiquilitica y engloban al resto de fases de la matriz. Como ya se ha indicado, excepcionalmente aparece como fenocristales subidiomorfos que presentan bordes en desequilibrio, lo que sugiere un origen xenolítico.

En la Tabla 10, se recogen los análisis efectuados en microcristales de plagioclasa en las rocas de CC. Su composición varía entre An_{49-64} , con un valor medio de An_{56} . Como se puede observar en la figura 28, todas las muestras analizadas se proyectan en el campo de la labradorita.

A pesar de la homogeneidad composicional que presenta esta fase, parece existir una tendencia a la disminución del contenido en Ca de la plagioclasa con el aumento en CaO de la roca que lo engloba (Fig. 29). Así, las plagioclasas

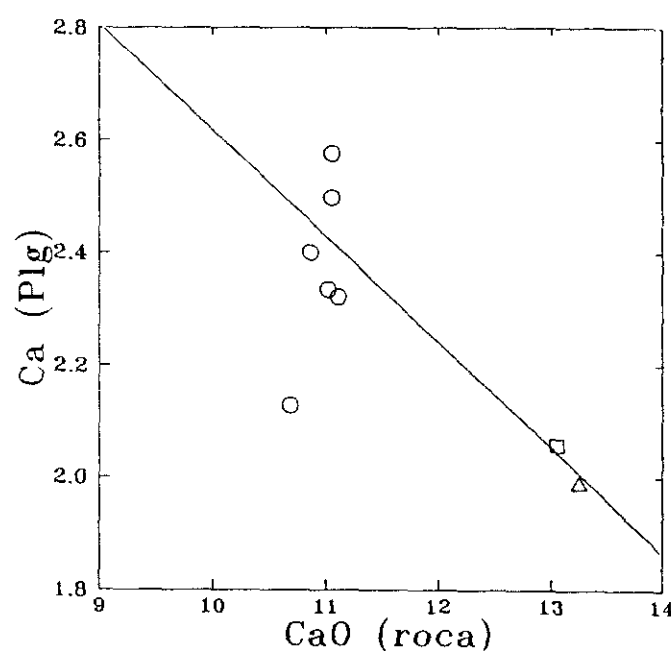


Fig. 29. Proyección del contenido en Ca (cationes) de la plagioclasa frente a la abundancia en CaO (%) de la roca que la engloba. El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 28.

presentes en melilititas y nefelinitas normativas son las más pobres en Ca y corresponden a términos cercanos a la andesina (An_{49} - An_{50}).

Flogopita.

La flogopita es relativamente abundante en las leucititas y aparece ocasionalmente en el resto de los grupos petrológicos como fase intersticial o como microcristal en la matriz (Fig. 31). Asimismo, aparece como megacristales aislados y es una fase constituyente de algunos de los xenolitos (glimmeritas y lherzolitas con espinela) de las rocas de CC (Ancochea, 1982, y Ancochea y Nixon, 1983).

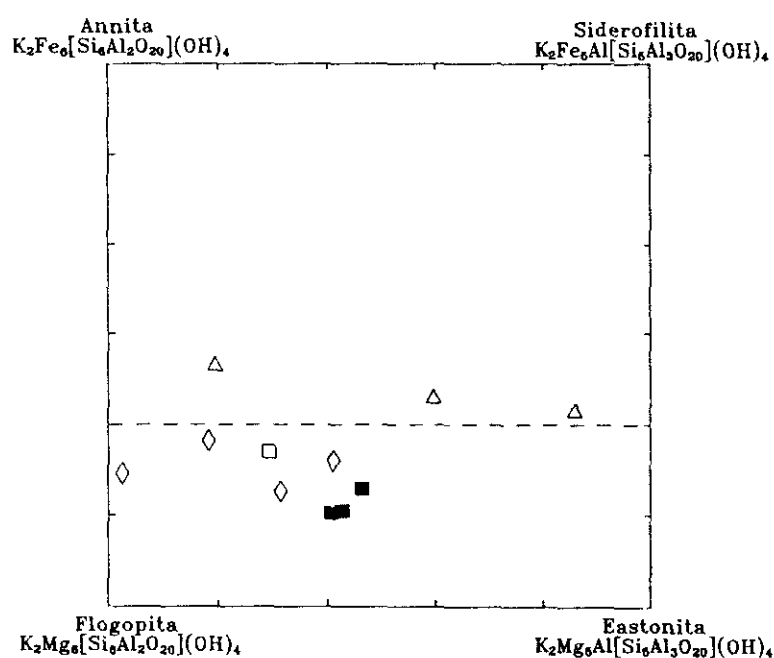


Fig. 30. Proyección de las flogopitas de melilititas (Δ), nefelinitas (\square) y leucititas (∇) de Campo de Calatrava en el diagrama de clasificación de Deer *et al.* (1966). La línea de trazos representa el límite teórico entre las flogopitas (parte inferior) y las biotitas (parte superior). Los cuadrados negros representan los análisis promedio de megacristales de flogopita y cristales en glimmeritas y lherzolitas (cuadrados negros) publicados por Ancochea y Nixon (1983).

En la Tabla 11 se recogen los análisis realizados en microcristales de leucitas, melilitas y nefelinitas. Para comparación se han incluido también los análisis promedio de megacristales, glimmeritas y lherzolitas, publicados por Ancochea y Nixon (1983). En la figura 30, se han proyectado estos análisis en el diagrama de clasificación de Deer *et al.* (1966).

La determinación de la composición de las micas por microsonda electrónica es incompleta, ya que no proporciona el contenido en Fe^{3+} , H_2O y F. De los distintos métodos de cálculo que se han propuesto para la obtención de estas abundancias (ver discusión en el Apéndice 2), se ha adoptado el de Bruijn *et al.* (1983). La aplicación de este método a las flogopitas de las rocas de CC, da como resultado bajos o nulos contenidos de Fe_2O_3 y H_2O , y relativamente altos de flúor. El cálculo de la fórmula estructural a partir de estos datos, reduce notablemente el déficit de carga en la posición tetraédrica que resulta cuando se calcula la fórmula a 11(O). Así, en la mayor parte de los casos no es necesario recurrir a otros cationes además de Si y Al, para completar dicha posición y existe un aceptable equilibrio de cargas ($< \pm 0.500$). Sin embargo, dos de las muestras requieren porcentajes de Ti elevados para completar la posición tetraédrica y existe un déficit en la fórmula estructural superior a 3 cargas positivas, consecuencia de un mayor contenido en H_2O . Estas flogopitas corresponden a muestras con porcentajes en TiO_2 superiores al 10%, muy alejadas del espectro composicional considerado por Bruijn *et al.* (1983), por lo que probablemente las abundancias estimadas de Fe_2O_3 , H_2O y F son incorrectas.

Como se puede observar en la Tabla 11, todas las muestras presentan un contenido elevado en TiO_2 ($> 6\%$) y bajo en SiO_2 y Al_2O_3 , lo que caracteriza en general a las flogopitas de rocas de origen mantélico (Bachinski y Simpson, 1984). Por lo que respecta a las flogopitas con $\text{TiO}_2 > 10\%$, solo se han descrito composiciones semejantes en megacristales presentes en basaltos alcalinos de



Fig. 31. Microcristal de flogopita, parcialmente rodeado por nefelina intersticial (CAL-66, $\times 10$).



Fig. 32. Megacristales de anfíbol del maar de la laguna de Valverde.

Mongolia (Ryabchikov *et al.*, 1981). Como demuestran los estudios experimentales en flogopitas ricas en Ti (p.ej. Forbes y Flower, 1974) y las determinaciones de flogopitas en xenolitos mantélicos (p.ej. Dawson *et al.*, 1970), contenidos de $\text{TiO}_2 \approx 10\%$ son exclusivos de flogopitas del manto. Estas flogopitas se caracterizan además por un importante déficit de carga, provocado por la existencia de vacantes en la posición octaédrica, como consecuencia la sustitución por Ti según el esquema $\text{Ti} = 2\text{R}^{2+}$ (Forbes y Flower, 1974). En efecto, las flogopitas de CC con mayor contenido en Ti tienen ocupadas solo cinco (4.8-5.2) posiciones octaédricas, mientras que en las restantes los 6 huecos octaédricos están completos. Las experiencias a alta presión y temperatura realizadas por los autores antes citados, demuestran que estas flogopitas son estables en un estrecho rango de temperaturas ($\sim 200^\circ\text{-}300^\circ\text{C}$) entre los $1100^\circ\text{-}1500^\circ\text{C}$ en función de la presión (7-30Kb) y del contenido en volátiles.

Óxidos de Fe-Ti.

Como ya se ha indicado, los óxidos son una fase omnipresente en las rocas de CC. Los análisis realizados, demuestran la existencia del par magnetita ($\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$)-ilmenita ($2\text{FeO}\cdot\text{TiO}_2$). Sin embargo, el número de determinaciones es insuficiente para confirmar o rechazar la presencia de dicho par en todos los grupos petrológicos. En general, se caracterizan por contenidos elevados en TiO_2 (hasta 29% en la magnetita).

Por otro lado, el cálculo de los porcentajes de Fe_2O_3 en los óxidos de Fe-Ti según el método propuesto por Carmichael (1967), demuestra la inexactitud de algunos de los análisis, lo que es probablemente debido a la gran sensibilidad de estas fases a los fenómenos de alteración, generalizados en estas rocas.

Anfíbol.

El anfíbol aparece como megacristales de color negro, aislados en los depósitos freatomagmáticos de algunos maares (Fig. 32). Asimismo, aparece en enclaves de lherzolita, wehrlitas y glimmeritas (Ancochea, 1982, y Ancochea y Nixon, 1987). En el primer caso, predominan los cristales idiomorfos-subidiomorfos de 1-2 cm y no son infrecuentes los agregados de hasta 5 cm. Al microscopio, varían de color verde a pardo y no suelen estar zonados ni presentan inclusiones.

En la Tabla 12 se recogen los análisis realizados en anfíboles de los maares de Valverde y del Cabezo Segura, y los análisis publicados por Ancochea y Nixon (1983) y por Hoyos *et al.* (1983). Para su clasificación, se ha utilizado el programa *Amphibol* (Richard y Clarke, 1990) y se han seguido las recomendaciones de la IMA (Leake, 1978) (ver Apéndice 2).

Los resultados obtenidos, demuestran que todos los análisis corresponden al grupo de los anfíboles cálcicos [$(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} > 1.34$ y $\text{Na}_{\text{B}} < 0.67$], con $\text{Ti} < 0.50$ y $\text{Fe}^{3+} < \text{Al}^{\text{VI}}$. Su clasificación en los diagramas correspondientes (Fig. 33), proporciona diferentes nombres que reflejan las distintas abundancias en Na, Si y número Mg^* . Los anfíboles de Cabezo Segura, muestran una relativa homogeneidad en Si y número Mg^* , por lo que su clasificación varía de actinolita a edenita silícea, en función del método de recálculo utilizado. En este caso, es probable que la clasificación como actinolita sea incorrecta, debido a la falta de datos de K_2O . Los anfíboles del maar de Valverde son más ricos en Na y su rango de variación en Si es más amplio, aunque el número Mg^* es próximo a las de Cabezo Segura. Así, estos anfíboles se proyectan en el diagrama correspondiente a los anfíboles con $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} > 0.50$ y su denominación varía de

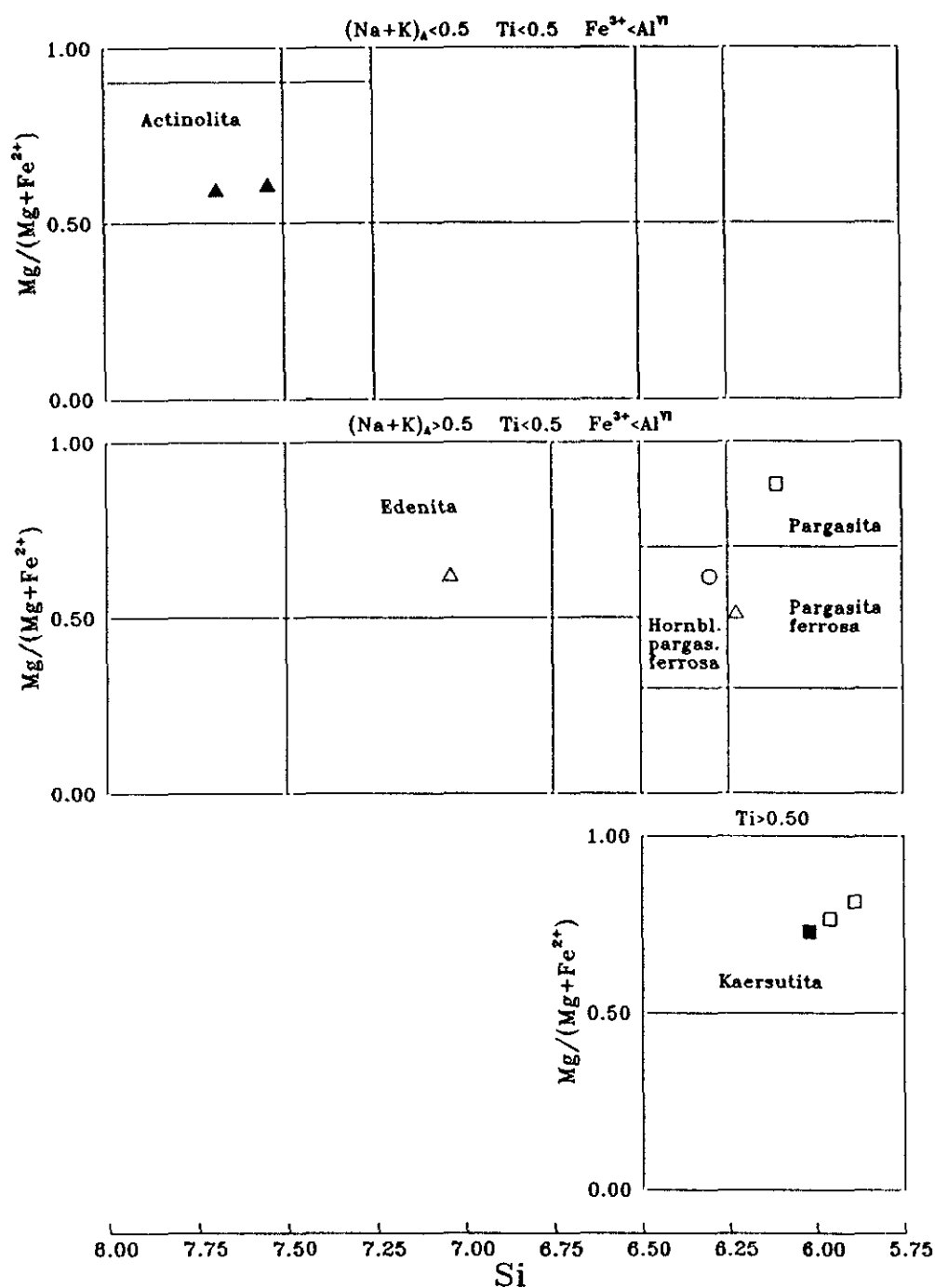


Fig. 33. Proyección de los anfíboles de Campo de Calatrava (triángulos vacíos: maar de Valverde; triángulos negros: maar próximo al Cabezo Segura) en el diagrama de clasificación propuesto por la IMA para el grupo de los anfíboles cálcicos (Leake, 1978). También se incluyen los análisis promedio de Hoyos *et al.* (1983) de los anfíboles del maar de Valverde (círculo) y los de Ancochea y Nixon (1987) de megacrístales (cuadrado negro) y de xenolitos mantélicos (cuadrados vacíos).

edenita a pargasita ferrosa. Esta clasificación está apoyada por los datos cristalográficos obtenidos por Hoyos *et al.* (1983) en los anfíboles de Valverde, puesto que los parámetros de celdilla obtenidos ($a=9.931\text{\AA}$, $b=18.125\text{\AA}$, $c=5.327\text{\AA}$, $\beta=105.25^\circ$) son próximos a los de la ferropargasita. Según estos autores, la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ de los anfíboles de Valverde, obtenida por espectroscopía Mossbauer, es 1.068. Ninguno de los métodos de cálculo del contenido en Fe^{3+} incluidos en el programa *Amphibol*, satisface dicha relación. Si se calcula el Fe^{3+} a partir de ella, las hornblendas pargasíticas de Valverde quedan clasificadas como hornblendas hastingsíticas magnésicas, lo que no coincide con la clasificación realizada a partir de los parámetros de celdilla. Por consiguiente, es probable que el elevado contenido en Fe^{3+} de estos anfíboles sea consecuencia de fenómenos de alteración.

Los megacrystales de anfíbol en basaltos alcalinos subsaturados pueden ser xenolíticos o haber cristalizado bajo elevada presión de volátiles (Dawson y Smith, 1982). Aunque la frecuente presencia de cristales idiomorfos apoya esta última posibilidad, la semejanza composicional entre los megacrystales y los anfíboles presentes en los xenolitos de CC (Tabla 12 y Fig. 33), sugiere un origen común.

Secuencia de cristalización.

Las relaciones texturales entre las fases minerales y las consideraciones expuestas precedentemente, permiten determinar su orden de cristalización. En la Fig. 34, se expone de forma gráfica esta secuencia para las fases principales en cada tipo petrológico.

Como se puede observar, en todos los tipos el olivino es la primera fase en cristalizar, seguida de clinopiroxeno. La menor proporción de fenocristales de clinopiroxeno en melilititas y leucititas, sugiere que el momento de aparición de esta fase en ambos grupos se produce en un momento posterior, respecto a nefelinitas y basaltos olivínicos. Leucita, melilita y plagioclasa cristalizan a continuación y en todos los casos, la nefelina es la fase más tardía. Los óxidos de Fe-Ti comienzan a cristalizar una vez iniciada la aparición del clinopiroxeno y su cristalización termina antes de la aparición de las fases intersticiales (biotita y nefelina/plagioclasa).

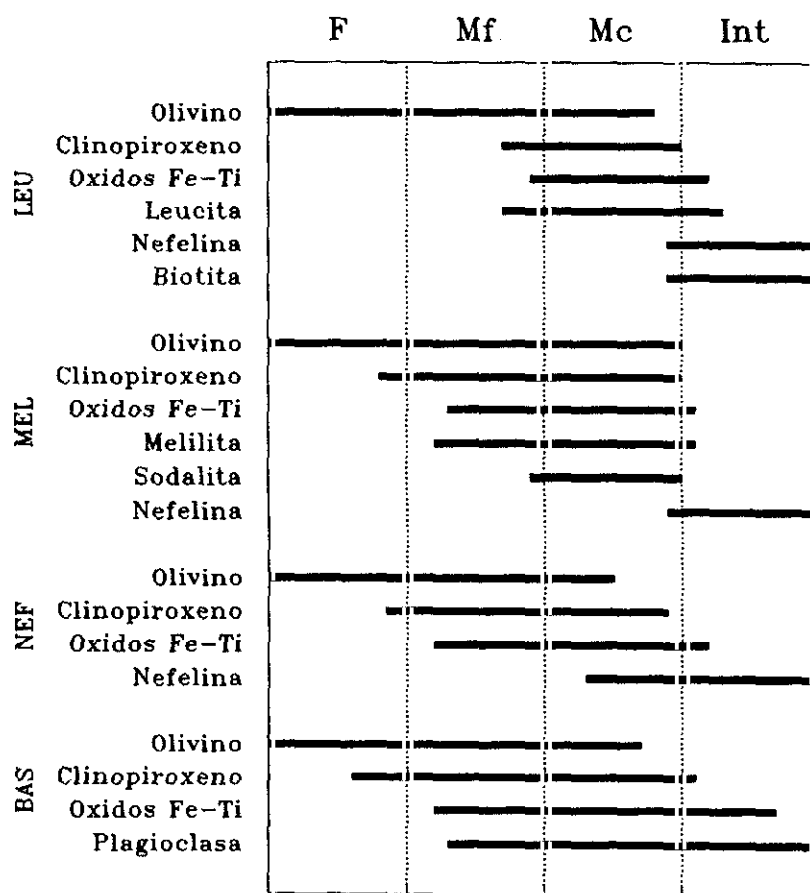


Fig. 34. Secuencia de cristalización en las leucititas (LEU), melilititas (MEL), nefelinitas (NEF) y basaltos olivínicos (BAS) de Campo de Calatrava. F: fenocristal; Mf: microfenocristal; Mc: microcristal; Int: cristal intersticial.

GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS.

Elementos mayores.

Como se desprende del examen de las Tablas 13 y 14, todos los tipos petrológicos establecidos muestran un marcado carácter básico-ultrabásico ($\text{SiO}_2 < 46\%$) y alcalino, con nefelina normativa y contenidos altos en TiO_2 , álcalis y P_2O_5 respecto a los basaltos centrooceánicos.

Melilititas, nefelinitas y basaltos, presentan características análogas y forman una serie que se caracteriza por el aumento de los contenidos de SiO_2 , Al_2O_3 y FeO , y la disminución de la abundancia en el resto de los elementos. Las leucititas olivínicas, presentan como principal característica un contenido en K_2O superior al de Na_2O , lo que permite su fácil identificación mediante los elementos mayores. La abundancia en SiO_2 y $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ de las leucititas olivínicas es análogo al valor de las nefelinitas y los basaltos más subsaturados, por lo que en el diagrama TAS (Fig. 35) estos grupos se proyectan en la misma zona. Esto ha llevado con frecuencia a identificar las leucititas como el equivalente potásico de las nefelinitas (p.ej. Cox *et al.*, 1979; Wilson, 1989). Aunque esto es cierto por lo que respecta a la sílice y los álcalis, el contenido en otros elementos y el valor de otros parámetros geoquímicos pone de manifiesto que, en nuestro caso, las leucititas presentan mayor analogía con las melilititas más ricas en SiO_2 .

Si las rocas de CC son cogenéticas y derivan unas de otras por un proceso de fraccionación, las variaciones composicionales debidas a este proceso deben quedar reflejadas en diagramas binarios en los que se enfrentan pares de

TABLA 14. Abundancias medias y rango de variación en elementos mayores (%) y traza (ppm) de los tipos petrológicos de Campo de Calatrava.

	MELILITITAS		NEFELINITAS		BASALTOS OL.		LEUCITITAS	
	Media	Rango	Media	Rango	Media	Rango	Media	Rango
SiO ₂	39.20	36.17-40.71	42.60	41.00-43.96	45.27	42.73-46.85	44.73	42.80-47.49
TiO ₂	3.11	2.46-3.78	2.79	0.65-3.78	2.76	2.15-3.63	2.04	1.80-2.35
Al ₂ O ₃	10.67	8.97-13.15	11.67	10.76-13.12	12.41	11.00-13.19	9.53	8.29-11.11
Fe ₂ O ₃	5.43	3.11-9.72	4.56	3.16-6.14	3.96	2.54-6.42	4.68	2.82-6.57
FeO	6.51	2.63-8.98	6.87	5.81-9.05	7.20	5.46-8.38	5.50	4.31-6.73
MnO	0.20	0.16-0.22	0.18	0.17-0.21	0.17	0.13-0.19	0.15	0.14-0.16
MgO	12.88	9.08-16.70	11.77	9.03-13.81	10.79	8.69-12.68	14.47	10.06-17.56
CaO	14.18	10.22-17.08	12.01	11.13-13.21	11.02	10.20-12.42	10.68	9.90-11.80
Na ₂ O	3.39	2.12-4.84	3.75	3.02-5.21	3.02	2.23-5.60	2.17	1.50-2.86
K ₂ O	1.42	0.38-2.27	1.33	0.45-2.24	1.39	0.46-1.90	3.23	1.87-4.34
P ₂ O ₅	1.21	0.78-1.72	0.80	0.51-1.08	0.67	0.53-0.84	0.90	0.67-1.20
p.c.	1.97	0.37-3.05	1.79	1.24-3.19	1.35	0.03-3.14	1.55	0.66-2.72
Rb	40	14-113	41	5-78	42	24-116	273	241-303
Ba	777	566-1597	825	635-1213	631	446-1298	990	845-1175
Sr	1271	784-2347	922	530-1088	836	579-1243	961	879-1090
Y	36	28-44	30	28-34	29	25-33	16	9-21
Zr	338	241-424	284	239-331	252	169-311	394	351-449
Nb	101	58-144	77	61-98	59	42-82	61	54-69
Zn	99	77-118	96	83-111	101	88-108	72	64-79
Co	39	28-52	38	31-47	38	30-47	56	32-73
Ni	242	99-428	207	113-354	213	105-308	480	182-746
V	254	220-298	256	220-296	225	196-284	188	169-213
Cr	444	192-750	395	261-625	379	250-557	832	798-853

Los elementos traza se han agrupado por su afinidad geoquímica y dentro de cada grupo, en orden decreciente de su radio iónico.

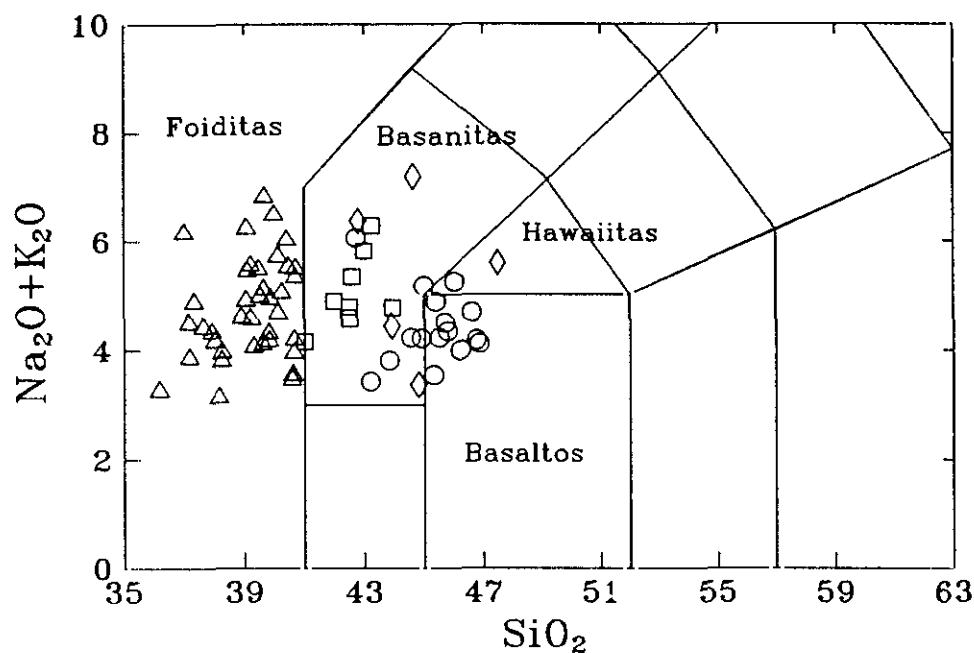


Fig. 35. Diagrama TAS para la clasificación de rocas volcánicas (según Le Bas *et al.*, 1986) para las rocas de Campo de Calatrava (\diamond : leucititas; Δ : melilititas; \square : nefelinitas; \circ : basaltos olivínicos).

elementos o combinaciones de éstos. Los diagramas de variación más utilizados son los denominados "diagramas de Harker", en los que se proyectan las abundancias de elementos y óxidos frente al porcentaje en peso de SiO₂. Diagramas análogos son los que utilizan otros elementos, óxidos o parámetros, indicativos del grado de diferenciación (MgO, índices de diferenciación o de solidificación, etc.). Si el olivino, que es la fase mineral más abundante de estas rocas, ha jugado un papel importante en este proceso aquellas variaciones deben quedar reflejadas en el contenido en magnesio. Por esta razón, se ha utilizado el MgO como elemento de referencia en los diagramas de variación.

En la figura 36 se han representado los diagramas de variación correspondientes a los elementos mayores. Una de las principales características de estos diagramas

es la dispersión que se observa en todos los elementos, a excepción del Al_2O_3 , que muestra una perfecta correlación negativa frente a MgO . A pesar de la ausencia de correlación, en todos los elementos mayores se aprecia una ligera tendencia positiva, excepto SiO_2 y K_2O , que presentan tendencia negativa.

Aunque para algunos elementos (p.ej. Al_2O_3), las leucititas olivínicas se proyectan en las líneas de variación definidas por la serie melilitita-nefelinita-basalto olivínico, se puede observar que dicho grupo presenta abundancias que difieren de las de los otros tipos, sobre todo por lo que respecta al K_2O . Por otro lado, en los diagramas de variación se pueden distinguir dos grupos de leucititas caracterizados por contenidos en MgO diferentes (10-11% y 16-18%, respectivamente). El grupo con mayor contenido en MgO , corresponde a las melaleucititas olivínicas y es consecuencia de su elevada proporción de fenocristales de olivino.

Las melilititas y las nefelinitas, también cuentan con algunos términos cuyo contenido en MgO es relativamente más elevado que el correspondiente al resto del grupo. Estas muestras enriquecidas en MgO se pueden distinguir con mayor facilidad en el diagrama MgO-SiO_2 . Al contrario que en el caso de las melaleucititas, el enriquecimiento en MgO no se ve acompañado de una mayor proporción de minerales ferromagnesianos.

Como se desprende del contenido en elementos mayores y de las variaciones que exhiben los distintos tipos petrológicos, melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos representan términos de una serie relacionada por un proceso genético común. Sin embargo, la elevada dispersión de los datos analíticos está en contra de que éste sea un proceso de fraccionación a partir de un magma único. Por lo que respecta a las leucititas, las diferencias composicionales con el resto de los grupos, no permiten establecer una relación genética clara.

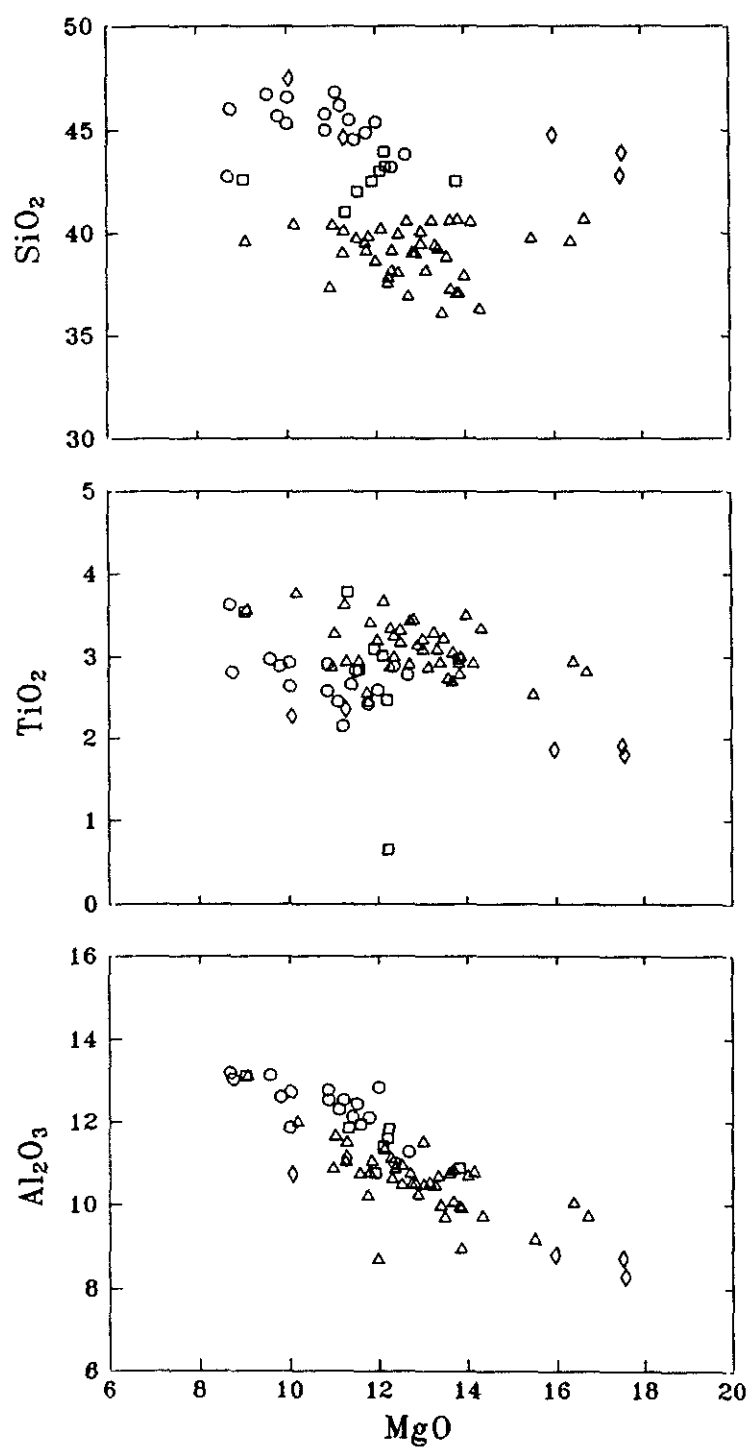


Fig. 36. Diagramas de variación MgO-elementos mayores para las rocas de Campo de Calatrava (◇: leucititas; Δ: melilititas; □: nefelinitas; ○: basaltos olivínicos).

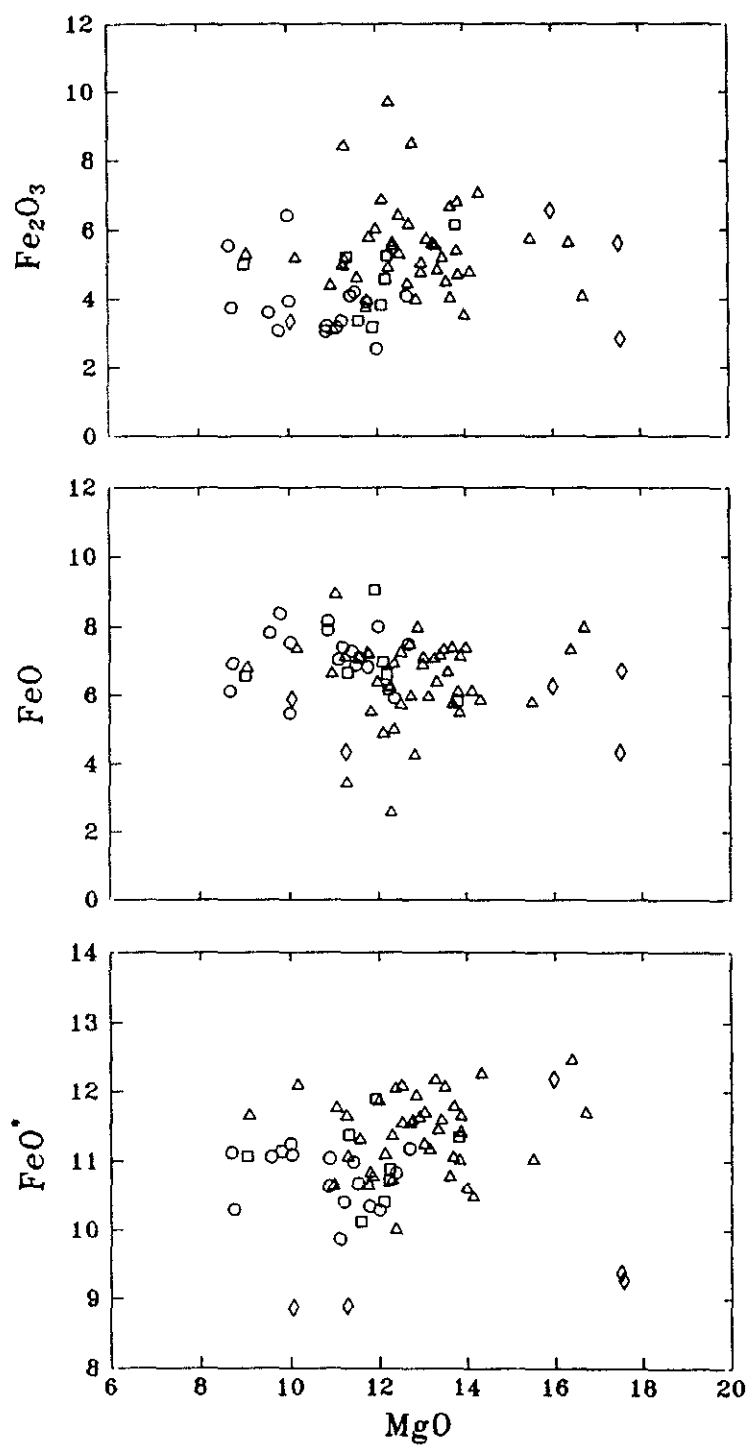


Fig. 36. Continuación.

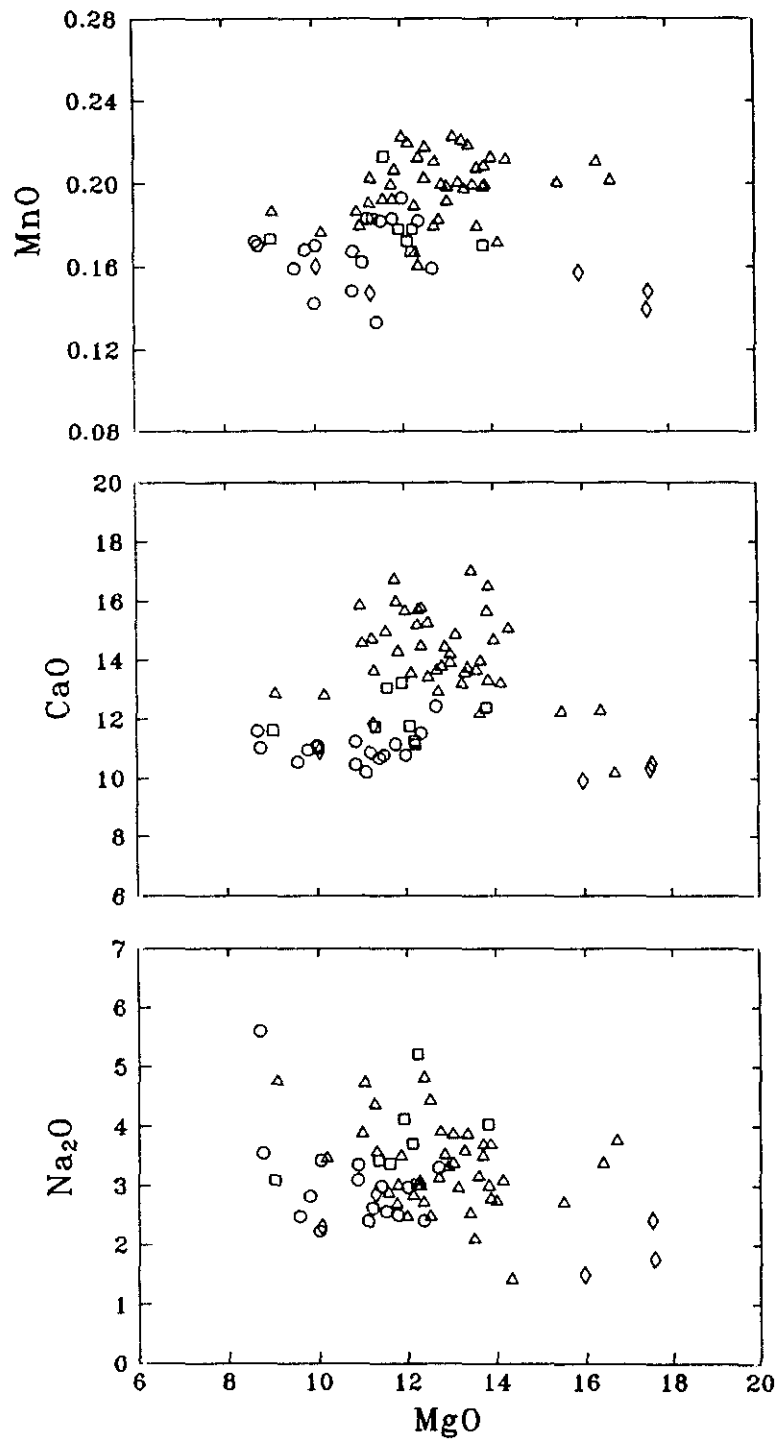


Fig. 36. Continuación.

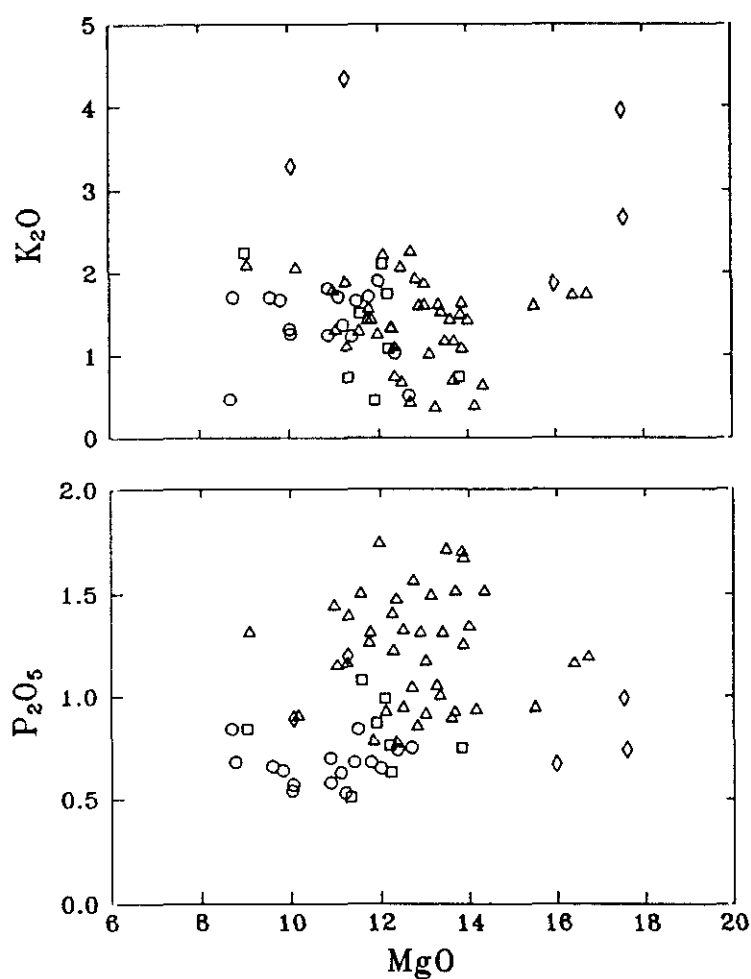


Fig. 36. Continuación.

Elementos traza.

Para la descripción de las variaciones en elementos traza, éstos se han agrupado por su afinidad geoquímica. Así, se han distinguido los elementos de transición (Ni, Co, Cr, Zn), los de elevado radio y baja carga (Rb, Ba, Sr), los de elevado radio y carga alta (Zr, Nb, Ti, P), y las tierras raras. Se han utilizado dos tipos de diagramas: los diagramas MgO-elementos (Fig. 37) y los spider (Figs. 40-42).

En estos últimos, las abundancias de los elementos traza se proyectan normalizados, lo que permite observar mejor las variaciones de los elementos en conjunto y facilitan la comparación entre los distintos tipos petrológicos.

Los diagramas de variación de los elementos de transición Ni, Co y Cr, presentan buena correlación frente a MgO y una clara tendencia positiva para melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos. El Zn no sigue esta pauta y muestra una elevada dispersión. Las leucititas presentan contenidos en Ni y Co dentro del rango definido por las melilititas. Sin embargo, se caracterizan por un mayor enriquecimiento en Cr y empobrecimiento en Zn, respecto a los otros grupos. Asimismo, destaca el mayor contenido en Ni y Co que presentan las melaleucititas frente a las leucititas, consecuencia de la mayor proporción de olivino.

En los diagramas de variación de los elementos de carga elevada, se puede observar de nuevo una elevada dispersión de los datos analíticos. A pesar de ello, en todos los casos existe una ligera tendencia positiva, que refleja el enriquecimiento en estos elementos desde los basaltos hasta las nefelinitas y melilititas. En general, las leucititas presentan contenidos análogos a los de las melilititas. Sin embargo, se caracterizan por un contenido en Y muy inferior al de los otros grupos y un ligero enriquecimiento en Zr y empobrecimiento en Nb, respecto a las melilititas. Las melaleucititas presentan estos mismos caracteres, si bien están ligeramente más empobrecidas en Nb y V.

Al igual que los cationes de carga alta, los elementos de radio elevado y baja carga presentan una marcada dispersión. En este caso, Sr y Ba también muestran una ligera tendencia positiva, mientras que el Rb tiende a disminuir al aumentar el porcentaje de MgO. Las leucititas se distinguen claramente del resto de grupos por su fuerte enriquecimiento en Rb, mientras que su abundancia en Ba y Sr se encuentra dentro del rango de las melilititas.

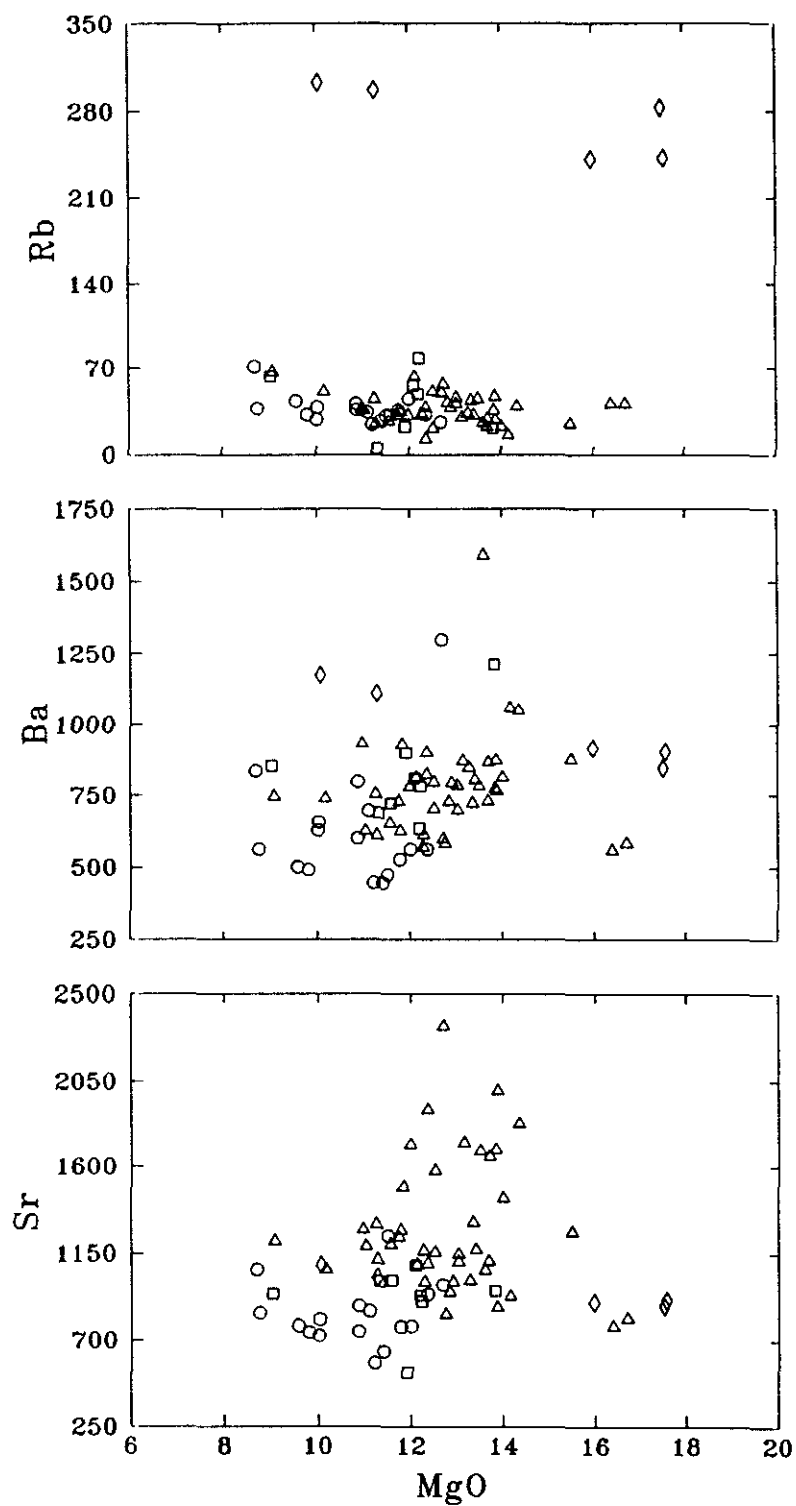


Fig. 37. Diagramas de variación MgO-elementos traza para las rocas de Campo de Calatrava (◇: leucititas; △: melilititas; □: nefelinitas; ○: basaltos olivínicos).

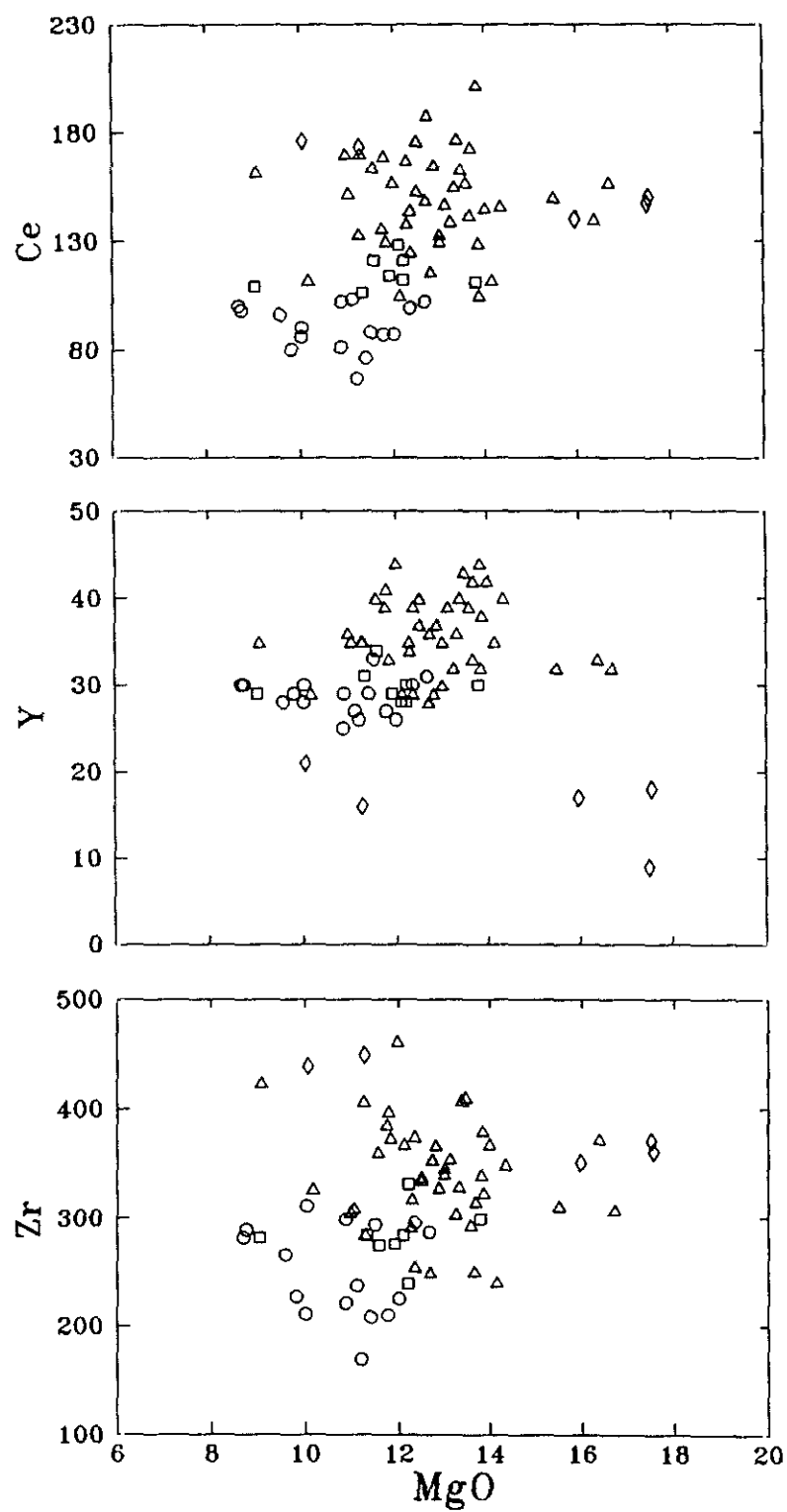


Fig. 37. Continuación.

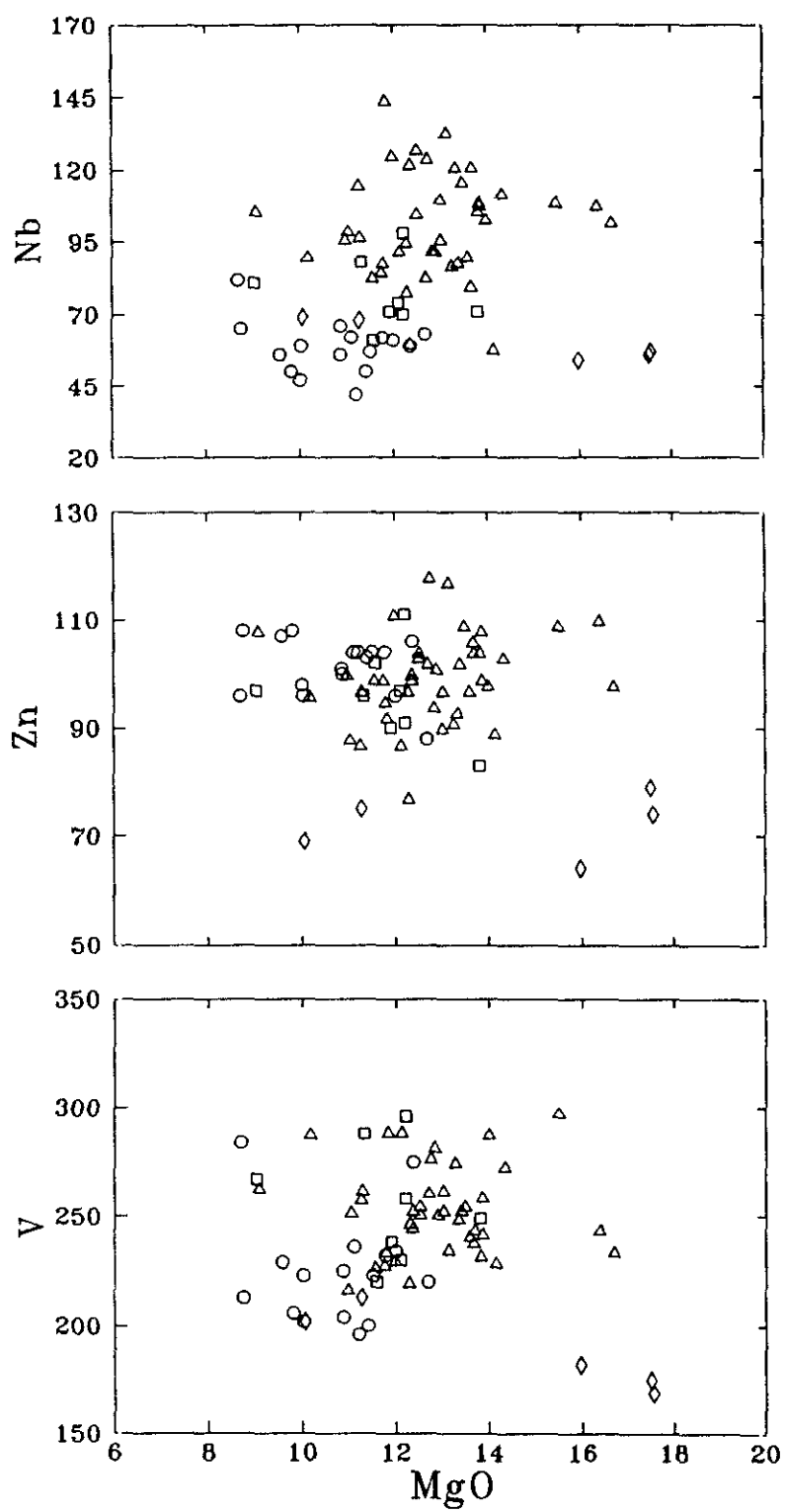


Fig. 37. Continuación.

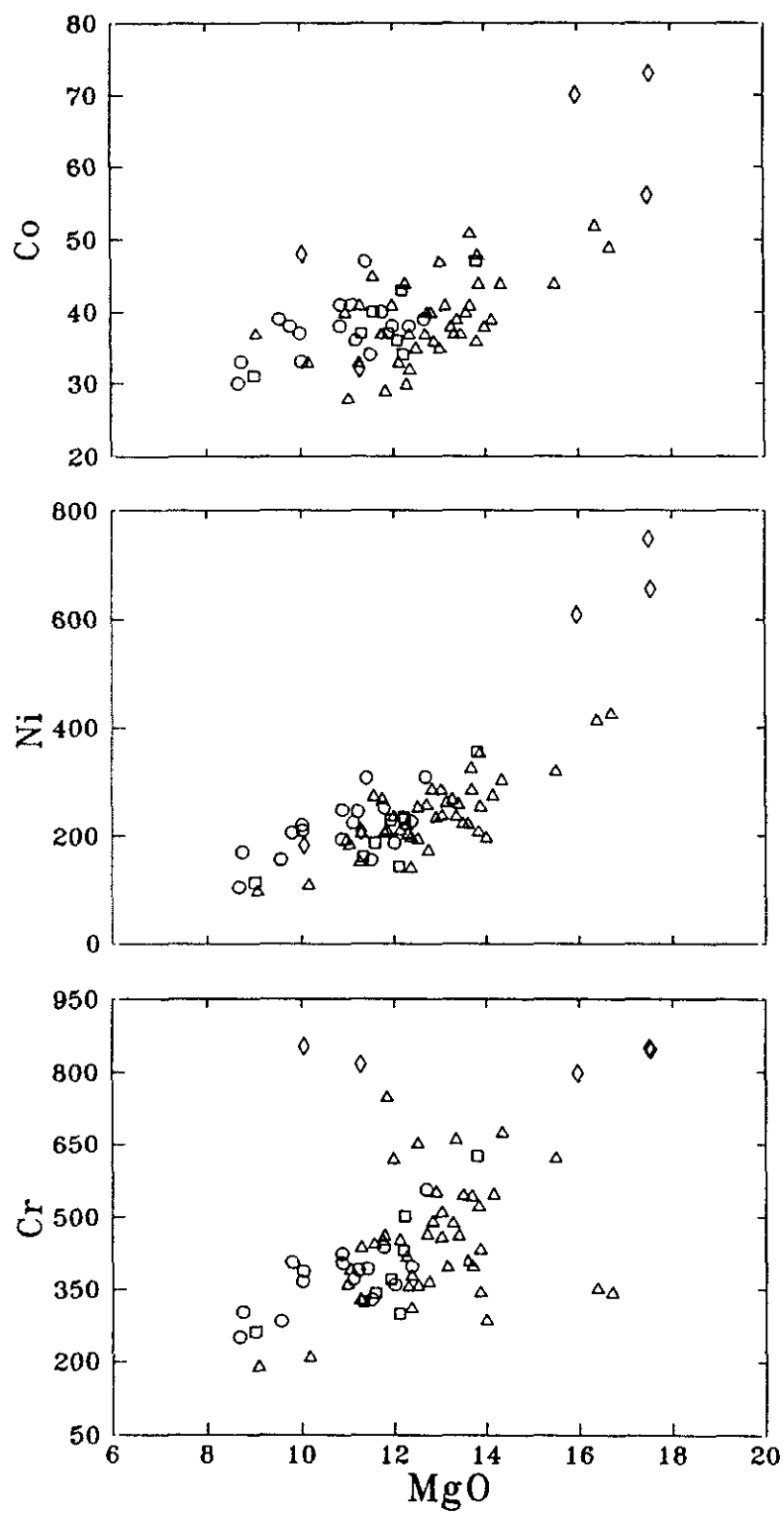


Fig. 37. Continuación.

En la Tabla 15, se recoge la abundancia media y rango de variación en TR de los grupos petrológicos considerados. Como es bien sabido, a pesar de su gran uniformidad en cuanto a propiedades físicas y químicas, el comportamiento de las TR varía de forma sistemática en función del número atómico (ver Henderson, 1984). Por esta razón, las variaciones en este grupo de elementos quedan más claramente reflejadas en diagramas normalizados en los que las TR se ordenan por su número atómico. En la Fig. 38, se han representado en diagramas de este tipo las abundancias mínima y máxima de cada uno de los grupos petrológicos. Los valores de normalización utilizados, se han tomado de Hanson (1980) y se indican en la Tabla 15.

Como se puede comprobar, las melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos presentan pautas similares de elevada fraccionación, con relaciones normalizadas $(La/Yb)_N$ que oscilan entre 11.21 y 31.47 ($\bar{X}=21.48$). Las TR pesadas muestran valores relativamente uniformes ($Lu_N=7.27-11.21$, $\bar{X}=8.58$). Por el contrario, los contenidos en TR ligeras, muestran mayor variación, con valores La_N que oscilan entre 106.67 y 336.51 ($\bar{X}=211.14$). Sin embargo, como reflejan los valores medios $(La/Yb)_N$ para estos grupos (Fig. 39), la fraccionación aumenta con el grado de subsaturación. La mayor abundancia relativa en TR ligeras en los términos más subsaturados, se ve acompañada asimismo por un mayor contenido en P_2O_5 , TiO_2 y elementos traza incompatibles.

Las leucititas presentan una concavidad hacia abajo en la región correspondiente a las TR ligeras y una ligera anomalía negativa en Eu (Fig. 38b), que recuerda a la pauta observada en rocas potásicas de otras regiones (p.ej. en las shoshonitas de Mazarrón-Cartagena, López Ruiz, *com.per.*). Aunque su abundancia en TR ligeras es similar a la de las melilititas, las leucititas muestran contenidos en TR pesadas próximos a los observados en los basaltos olivínicos. Esto se refleja en su elevada relación media $(La/Yb)_N=25.64$, que indica un grado de fraccionación ligeramente superior al valor medio de las melilititas.

TABLA 15. Valor medio y rango del contenido en tierras raras de melilititas, nefelinitas, basaltos olivínicos y leucititas, primarias y diferenciadas, de la región volcánica de Campo de Calatrava.

	MELILITITAS		NEFELINITAS		BASALTOS OLIVÍNICOS		LEUCITITAS
	primarias	diferenciadas	primarias	diferenciadas	primarios	diferenciados	primarias
La 0.315	85.04 (56.4-106)	76.8 (68-85.6)	60.4 (59-63)	61.38 (57.4-67.5)	49.32 (33.6-56)	43 (39.4-46.8)	78.95 (77.9-80)
Ce 0.813	172.3 (112-230)	147 (132-162)	114.67 (112-120)	121 (117-128)	94.68 (66.4-108)	85.13 (76.1-96.8)	174.5 (173-176)
Nd 0.597	79.01 (57.2-104)	69.1 (58.7-79.5)	53.13 (51.6-55.8)	58.4 (54.2-62.6)	45.68 (35.6-51.2)	43.1 (39-45.3)	101.45 (97.9-105)
Sm 0.192	14.59 (10.7-19.6)	12.55 (11.6-13.5)	10.37 (10.2-10.6)	11.43 (11.2-11.8)	9.22 (7.3-10.6)	8.88 (8.3-9.6)	19.3 (19.3-19.3)
Eu 0.072	4.38 (3.53-5.66)	3.99 (3.5-4.47)	3.21 (3.09-3.37)	3.57 (3.39-3.83)	2.94 (2.57-3.27)	2.91 (2.72-3.01)	4.15 (4.04-4.26)
Gd 0.259	11.64 (9.2-15.6)	10.85 (9.4-12.3)	8.73 (8.3-9.6)	9.78 (9-10.7)	8.16 (7.4-8.8)	8 (7.5-8.5)	11.85 (11-12.7)
Dy 0.325	7.66 (6.1-10.4)	7.45 (6.4-8.5)	6.17 (5.7-6.9)	6.65 (6-7.5)	5.98 (5.5-6.2)	5.9 (5.3-6.4)	6.5 (6-7)
Yb 0.208	2.29 (1.79-2.67)	2.14 (1.85-2.42)	1.92 (1.82-2.02)	1.98 (1.76-2.16)	1.91 (1.85-1.98)	1.88 (1.69-2.03)	2.1 (2.06-2.13)
Lu 0.033	0.32 (0.27-0.37)	0.3 (0.27-0.33)	0.26 (0.24-0.28)	0.27 (0.26-0.29)	0.26 (0.24-0.28)	0.27 (0.24-0.3)	0.27 (0.25-0.29)
(La/Yb) _N	24.61 (16.85-31.47)	23.81 (24.27-23.36)	20.81 (19.35-21.67)	20.62 (18.25-22.85)	17.08 (11.21-19.2)	15.17 (12.82-16.49)	24.9 (24.15-25.64)

Los valores de normalización utilizados (Hanson, 1980) se encuentran debajo de los símbolos de los elementos. Para la identificación de los magmas primarios y diferenciados se han seguido los criterios que se recogen en un epígrafe posterior de este capítulo.

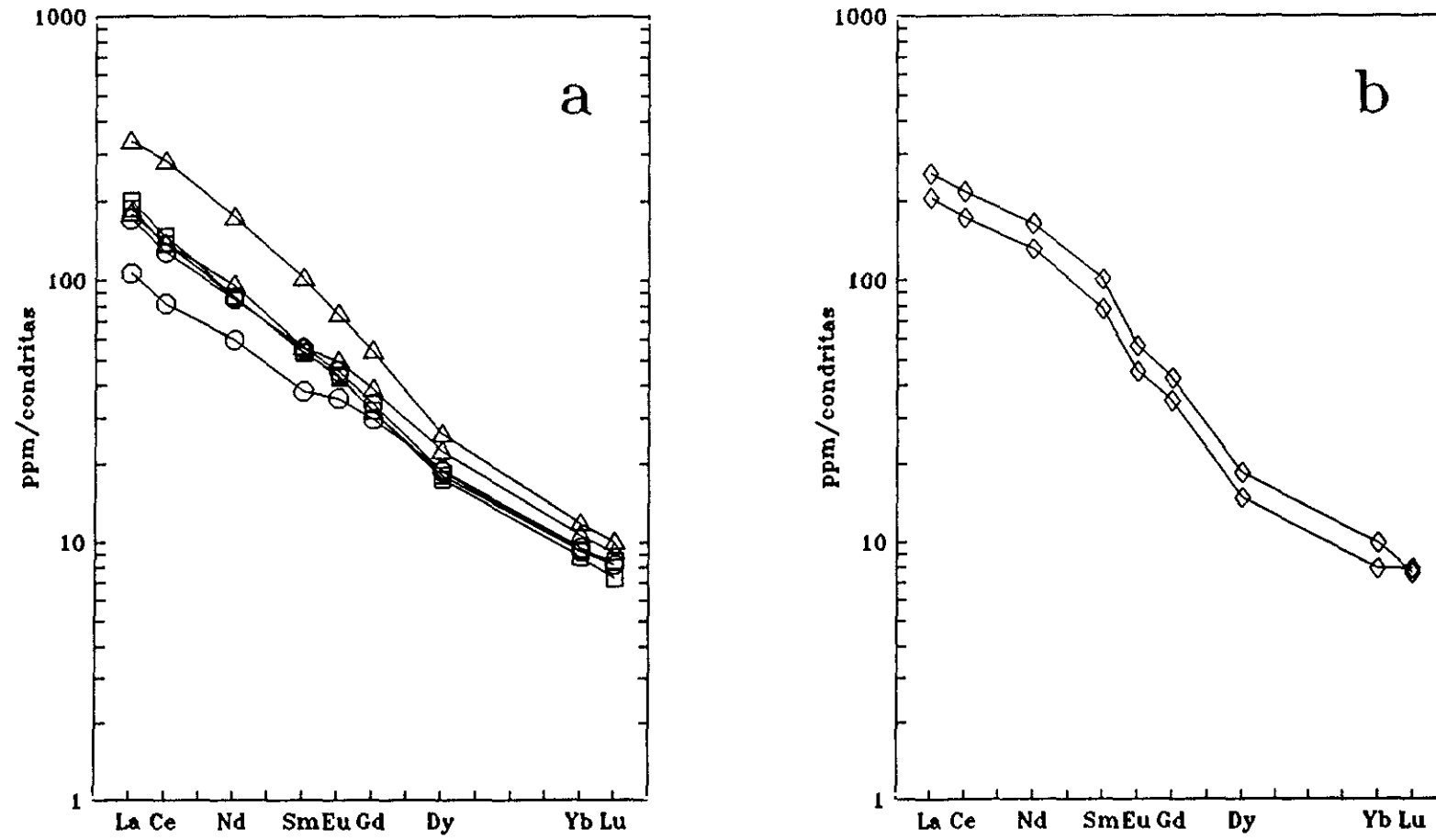


Fig. 38. Diagramas normalizados de tierras raras para las rocas de Campo de Calatrava [*a*: melilititas (Δ), nefelinitas (□) y basaltos olivínicos (○), y *b*: leucititas (◇)]. Solo se han representado los rangos de cada grupo. Los valores de normalización utilizados se indican en la Tabla 15.

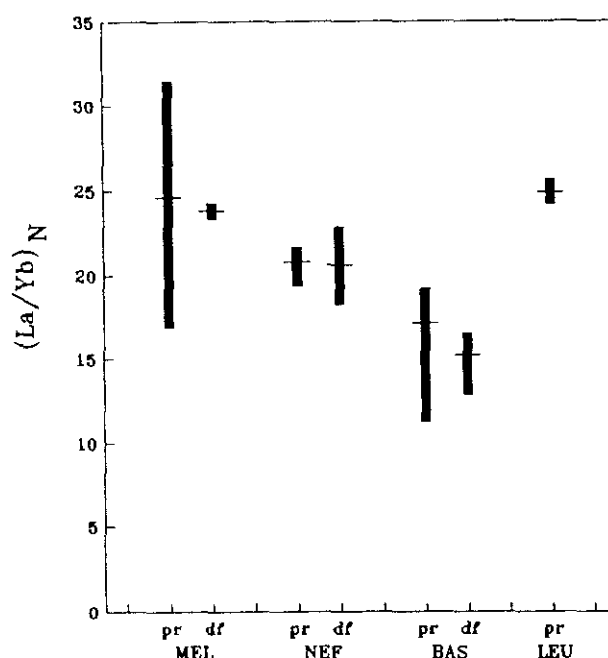


Fig. 39. Rango (barra vertical) y valor medio (línea horizontal) de la relación $(La/Yb)_N$ en las melilititas (MEL), nefelinitas (NEF), basaltos olivínicos (BAS) y leucititas (LEU), primarias (pr) y diferenciadas (df) de Campo de Calatrava.

Diagramas spider.

Aunque los diagramas MgO-elementos y los de TR, permiten establecer las variaciones composicionales entre los grupos petrológicos establecidos, la comparación del contenido en elementos traza en su conjunto se observa mejor en los denominados diagramas spider. Los elementos seleccionados, su orden en el diagrama y los valores de normalización propuestos, varían según los autores (ver p.ej. Wood *et al.*, 1979; Sun, 1980; Thompson *et al.*, 1984). En nuestro caso, se ha adoptado el diagrama propuesto por Thompson *et al.* (1984), por lo que los elementos se ordenan de derecha a izquierda en orden creciente de incompatibilidad respecto a una lherzolita compuesta por Ol+Opx+Cpx durante un proceso de fusión parcial. Los valores de normalización son condriticos para todos los elementos, excepto para K, Rb y P, para los que se utilizan valores calculados para el manto terrestre primordial.

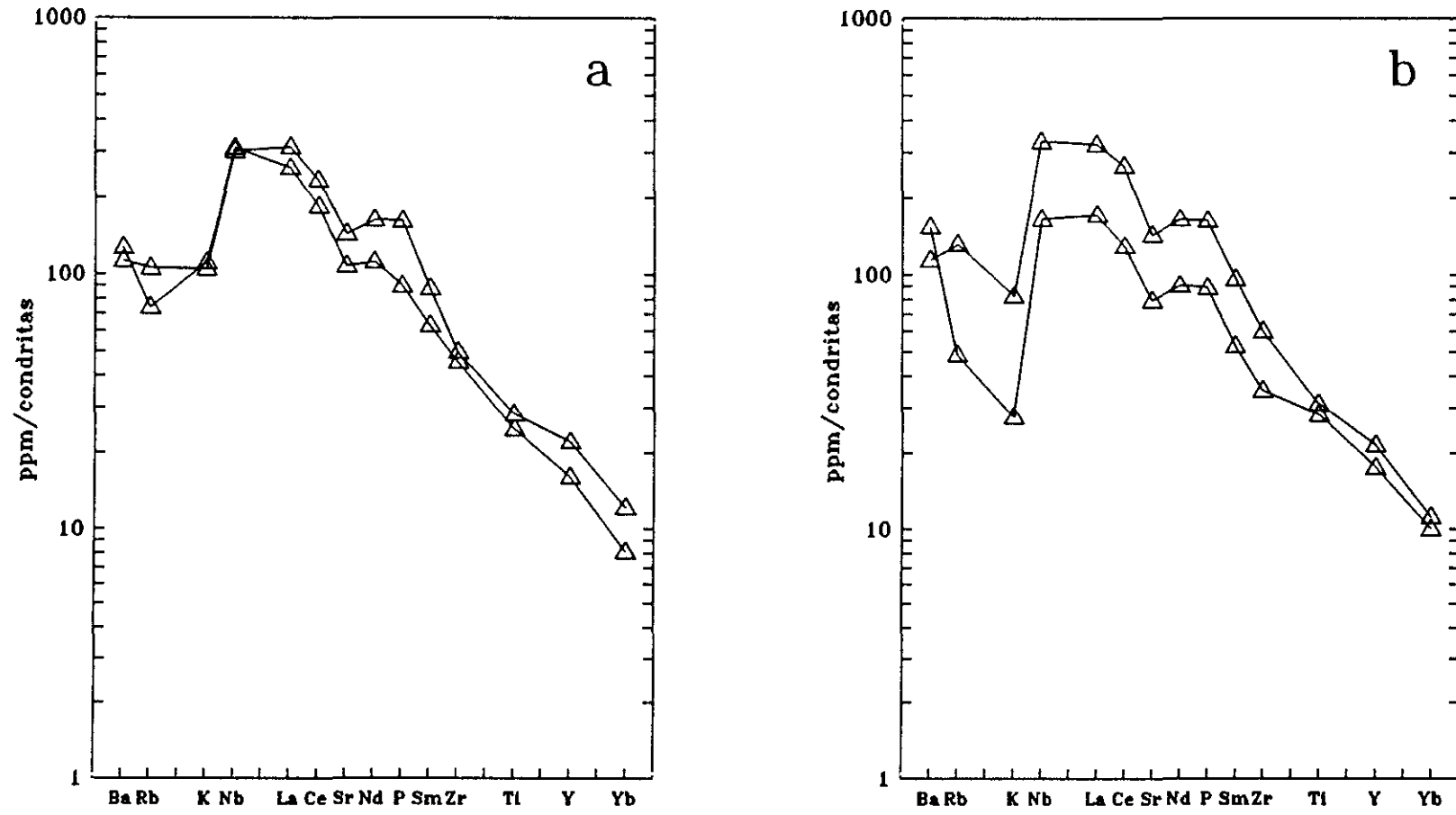


Fig. 40. Diagramas spider para las melilititas de Campo de Calatrava. Se han representado los rangos correspondientes a las rocas con mayor abundancia (a) y menor abundancia (b) en K₂O. Los valores de normalización son los propuestos por Thompson *et al.* (1984).

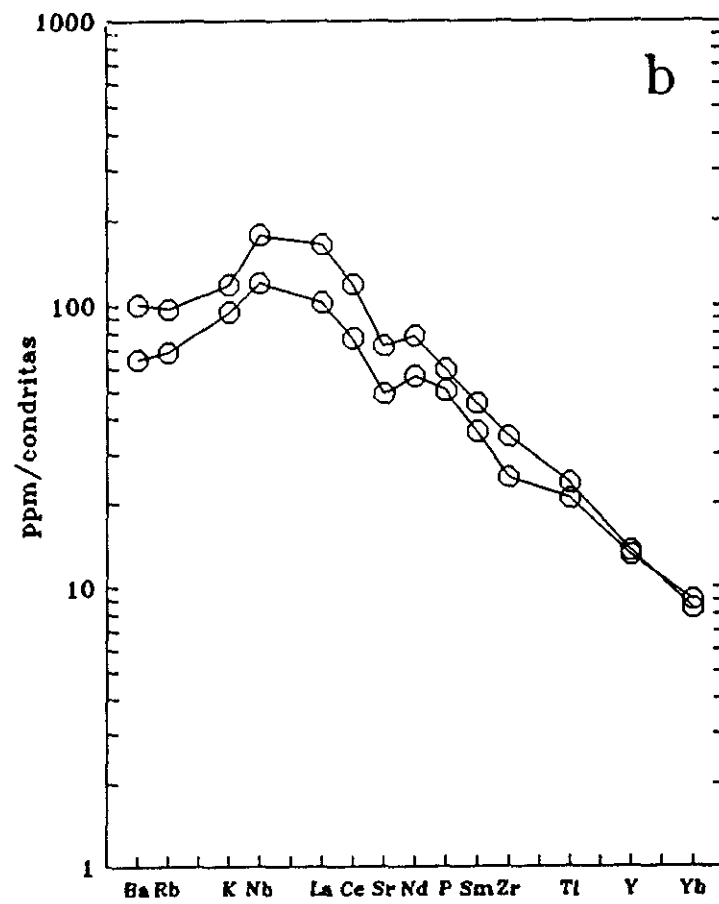
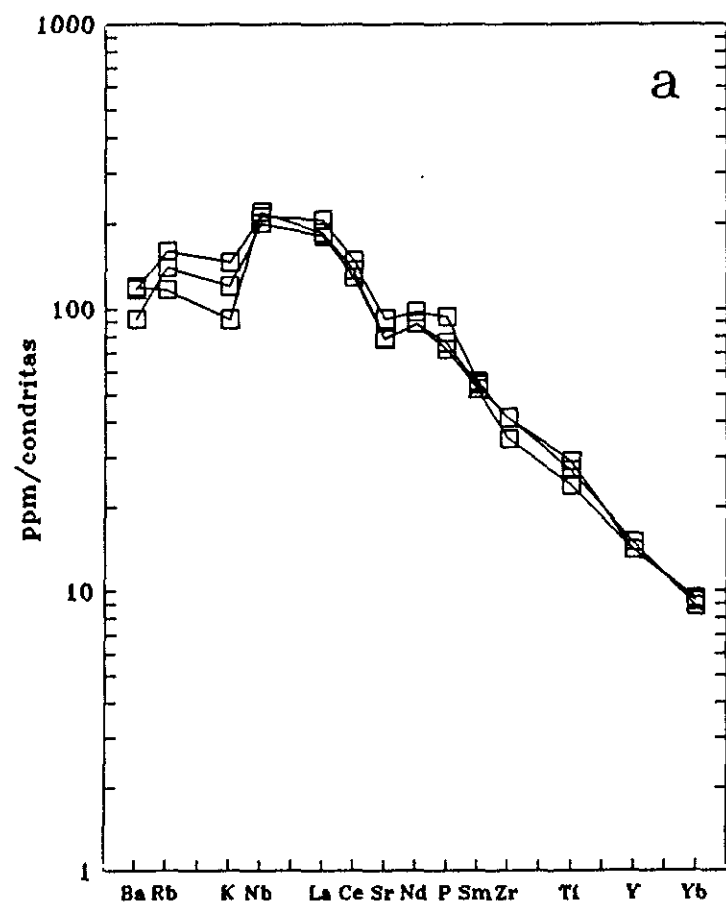


Fig. 41. Diagramas spider para las nefelinitas (a) y basaltos olivínicos (b) de Campo de Calatrava, en los que se han representado los rangos de cada grupo. Los valores de normalización son los propuestos por Thompson *et al.* (1984).

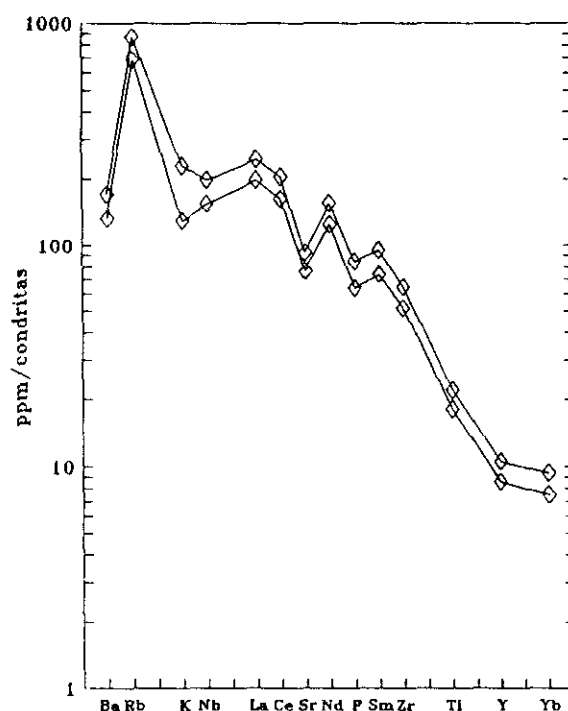


Fig. 42. Diagrama spider para las leucititas de Campo de Calatrava (solo se han representado las abundancias máxima y mínima del grupo). Los valores de normalización utilizados son los propuestos por Thompson *et al.* (1984).

Los diagramas spider de todos los grupos petrológicos se caracterizan por una elevada fraccionación. Las pautas de melilititas, nefelinitas y basaltos, presentan caracteres análogos y se caracterizan por un empobrecimiento en Ba y Rb, y ligeras anomalías negativas en Sr y K. Sin embargo, la abundancia en este último elemento muestra una gran variación, sobre todo en las melilititas. En la Fig. 40 se puede observar la existencia de melilititas con diagramas análogos para todos los elementos, pero cuyas anomalías negativas en K son muy contrastadas.

Las variaciones que se observan en los diagramas spider son similares a las de los diagramas MgO-elementos. Así, melilititas, nefelinitas y basaltos muestran un progresivo empobrecimiento en los elementos de radio elevado y una marcada

dispersión en los datos de K y Rb, la cual aumenta con el grado de subsaturación. Las leucititas se apartan de la pauta del resto de la serie y se caracterizan por un fuerte enriquecimiento en Rb, un mayor contenido en Nd y un empobrecimiento en Sr, P, Ti e Y, respecto a las melilititas.

La semejanza de los diagramas de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos, y la sistemática variación para la mayor parte de los elementos, sugiere un origen común a partir de un material original que se puede considerar homogéneo. Por el contrario, las diferencias composicionales de las leucititas no permiten establecer en una primera aproximación, una relación clara con el resto de la serie.

Isótopos de Sr, Nd y O.

Las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos disponibles (Ancochea y Del Moro, 1981; Alibert *et al.*, 1983) presentan valores análogos, en torno al valor medio de la serie (0.7033) (Tabla 16). Las discrepancias entre las determinaciones y el valor medio, no superan en ningún caso el error analítico, por lo que dicho valor se puede considerar prácticamente constante. La relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de las leucititas olivínicas, es mayor que la de melilititas-basaltos, con valores que oscilan en torno a 0.7066. En este caso, se puede apreciar además una mayor abundancia en Sr radiogénico en las leucititas (0.7071), respecto a las melaleucititas (~ 0.7065).

La única determinación disponible de $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ (0.512883; Alibert *et al.*, 1983), corresponde a una melilitita. Como se mostrará en el capítulo 4, la distribución que muestran las rocas basáltico alcalinas de intraplaca en los diagramas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -

TABLA 16. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y O, para los basaltos alcalinos de Campo de Calatrava.

Tipo	Muestra	Sr^{87}/Sr^{86}	
MEL	Ciudad Real	0.703442	
	94	0.7031	
	36	0.7031	
	111	0.7033	
	3	0.7033	
NEF	53	0.7032	
	65	0.7034	
BAS	91	0.7036	
	102	0.7037	
LEU	59	0.7071	
mLEU	60	0.7063	
	61	0.7065	
	62	0.7065	
	63	0.7067	
Tipo	Muestra	Nd^{143}/Nd^{144}	
MEL	Ciudad Real	0.512883	
Tipo	Muestra	δO_{or}^{18}	δO_{cor}^{18}
MEL	CAL-1	8.2	5.9
NEF	CAL-13	7.6	6.1
BAS	CAL-8	7.0	5.8
LEU	CAL-10	7.7	>7.2

δO_{or}^{18} : relación isotópica de oxígeno (‰ SMOW) no corregidos.
 δO_{cor}^{18} : relación isotópica de oxígeno (‰ SMOW) corregidos.
 Los datos isotópicos de Sr^{87}/Sr^{86} han sido tomados de Ancochea y Del Moro (1981), excepto la muestra *Ciudad Real* que ha sido tomada de Alibert *et al.* (1983). La relación Nd^{143}/Nd^{144} también ha sido tomada de este último trabajo.

$\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$, permite estimar, con las lógicas reservas, un valor aproximado para la relación $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ en el resto de los grupos litológicos.

Las relaciones δO^{18} obtenidas, oscilan entre 7.0‰ y 8.2‰. Sin embargo, puesto que los isótopos de oxígeno son muy sensibles a procesos de alteración, antes de utilizar estos valores es necesario confirmar su carácter primario. En el caso de rocas basálticas, solo se pueden considerar fiables las relaciones $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ obtenidas a partir de rocas con contenidos en $\text{H}_2\text{O}^+ < 0.3\%$ y bajas relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (Kyser *et al.*, 1982). Como se puede comprobar, las rocas analizadas tienen contenidos en H_2O^+ entre 0.66% y 2.45%, por lo que posiblemente las relaciones δO^{18} no representan valores primarios y han sido elevadas por fenómenos de alteración a baja temperatura. Si esto es cierto, los valores de δO^{18} deben mostrar una correlación positiva respecto a H_2O^+ (ver Pineau *et al.*, 1976; Muehlenbachs y Clayton, 1972, y Staudigel *et al.*, 1981).

En el diagrama δO^{18} - H_2O^+ de la Fig. 43, se puede observar que melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos presentan una perfecta correlación ($r=0.945$), lo que confirma el carácter secundario de los valores δO^{18} . La corrección de este parámetro se puede realizar mediante la recta de regresión obtenida, extrapolando los valores isotópicos de oxígeno a los valores de H_2O^+ de las rocas no alteradas (ver p.ej. Ferrara *et al.*, 1985, y López Ruiz y Wasserman, 1991). El contenido en agua primaria de rocas basálticas puede oscilar en un amplio rango, por lo que se ha seleccionado el valor mínimo de H_2O^+ de las rocas de CC (0.1%). Los valores corregidos (Tabla 16 y Fig. 43), muestran un rango de variación muy reducido (5.76‰-6.13‰), sin que exista una variación en función del tipo petrológico.

Por lo que respecta a las leucititas olivínicas, su relación δO^{18} es más elevada que la de los otros grupos. En este caso, los valores relativamente altos de δO^{18} no

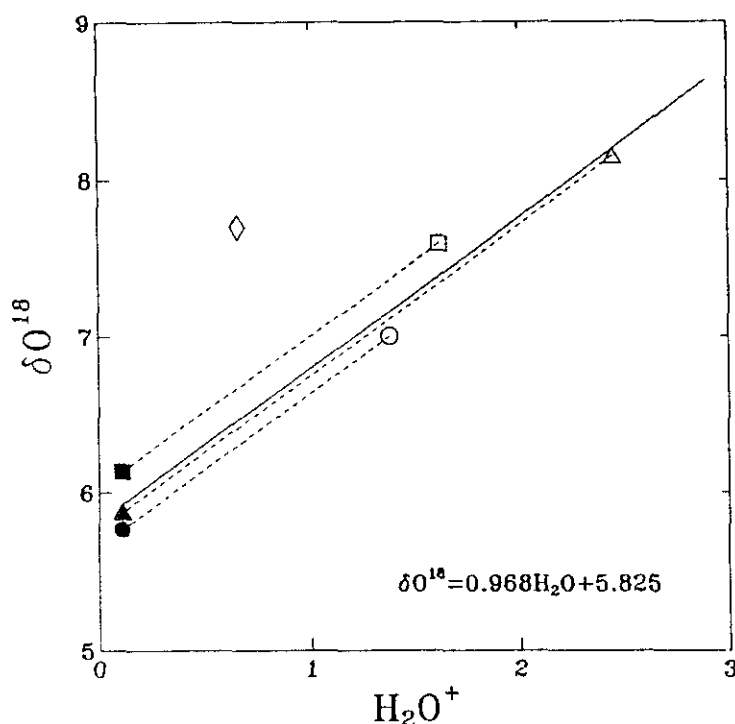


Fig. 43. Diagrama H_2O^+ (%)- δO^{18} (SMOW ‰) para las rocas de Campo de Calatrava (◇: leucitita; Δ: melilitita; □: nefelinita; ○: basalto olivínico). Los valores corregidos (símbolos negros) se han obtenido por extrapolación de los valores observados (símbolos vacíos) hasta el valor $H_2O^+ = 0.1\%$ mediante la recta regresión para melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos.

pueden ser atribuidos a procesos de alteración, ya que estas rocas presentan el menor contenido en H_2O^+ (0.66%). Incluso si se supone un enriquecimiento en O^{18} análogo al de los otros grupos, la relación δO^{18} debe ser superior a 7.16‰.

IDENTIFICACIÓN DEL PROCESO GENÉTICO.

La abundancia en los distintos grupos de elementos (mayores, menores y traza) y las relaciones isotópicas de los magmas, son consecuencia de la composición del

material del que derivan y del proceso por el que se han generado. Por lo tanto, a partir de los caracteres geoquímicos de la serie basáltica de CC, se puede establecer la naturaleza de dicho proceso y las características del material fuente del que han derivado los magmas correspondientes.

En la cristalización a baja presión de un líquido de composición basáltica, la primera fase que aparece es olivino, por lo que si el enriquecimiento en elementos incompatibles de dicho magma es consecuencia de la fraccionación de aquella fase, debe ir acompañado de bajos contenidos en MgO y Ni. Asimismo, si la serie melilititas-nefelinitas-basaltos olivínicos se ha producido por fraccionación a partir de términos más ricos en MgO, los elementos incompatibles deben mostrar correlación negativa respecto a MgO. Los basaltos de CC se encuentran enriquecidos en elementos incompatibles, MgO y elementos de transición, y la mayor parte de los elementos incompatibles presentan correlación positiva respecto a MgO, por lo que se puede descartar que las variaciones geoquímicas observadas en esta serie sean fundamentalmente debidas a un proceso de cristalización fraccionada.

Por lo que respecta a los procesos de mezcla, la relativa homogeneidad en las relaciones isotópicas de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos, sugiere que la mezcla de magmas no ha actuado o que sus efectos son negligibles. Además, las relaciones isotópicas de estos magmas son típicas de basaltos primitivos (ver capítulo 4), por lo que la asimilación cortical se puede considerar nula. La signatura isotópica de las leucititas también es típica de magmas primarios (ver capítulo 4) por lo que, si son consecuencia de un proceso de fusión parcial, su diferente composición isotópica debe ser el resultado de la fusión de un manto composicionalmente distinto al que dio lugar al resto de las rocas.

Si se descarta la cristalización fraccionada y la mezcla, el enriquecimiento en elementos incompatibles de las rocas de CC debe ser probablemente el resultado de un proceso de fusión parcial, si bien la abundancia en MgO y elementos de transición, puede ser asimismo consecuencia de la acumulación de minerales ferromagnesianos. En ningún caso, a excepción de las melaleucititas, existen evidencias texturales de acumulación por lo que se puede descartar este proceso como responsable de los elevados contenidos en MgO y elementos de transición. Una evidencia adicional a este respecto, es el ajuste entre la temperatura de cristalización calculada para los olivinos y su temperatura de equilibrio teórica (ver capítulo 3), lo que demuestra la existencia de equilibrio entre los olivinos y los magmas que los engloban.

Si los basaltos y rocas asociadas de CC representan líquidos generados por fusión parcial y éstos no han sufrido una diferenciación importante durante su ascenso, aquellos deben presentar caracteres propios de magmas primarios.

Caracteres de los magmas primarios.

Como han puesto de manifiesto las experiencias sobre fusión de peridotitas naturales a alta presión, olivino y ortopiroxeno permanecen como fases residuales hasta tasas de fusión en torno al 40% (Mysen y Kushiro, 1977). Puesto que los magmas generados en el manto superior se deben encontrar en equilibrio con dichas fases en el momento de la segregación (Yoder, 1976), los magmas primarios deben tener un contenido en SiO₂ inferior al 50%.

Por otro lado, si como indican Roeder y Emslie (1970), la constante de equilibrio (K_D) para Fe²⁺ y Mg entre olivino y el líquido coexistente

$$K_D = \frac{(Fe^{2+}/Mg)_{OL}}{(Fe^{2+}/Mg)_{Liq}} \quad [1]$$

tiene un valor igual a 0.3 ± 0.33 , relativamente independiente de la temperatura, la composición y la fugacidad de oxígeno (ver capítulo 3), y la composición del olivino presente en el manto superior oscila en torno a Fo_{86-90} , el valor Mg^* ($100Mg/(Mg + Fe^{2+})$) de los líquidos en equilibrio debe variar dentro del rango 68-75. Este parámetro, es relativamente independiente del grado de fusión parcial, pero muy sensible a la separación o la acumulación de olivino. Por desgracia, la utilización del valor Mg^* , plantea el inconveniente de su modificación por procesos de alteración.

Asimismo, contenidos en Ni y Cr del orden de 400-500 ppm y > 1000 ppm, respectivamente, se consideran típicos de magmas primarios. Sin embargo, estas abundancias pueden variar en función de la mineralogía del manto y de los coeficientes de distribución, por lo que la elección de dichos valores se debe basar en el rango de variación presente en las rocas objeto de estudio, así como en otros criterios (p.ej. la abundancia en Ni y/o Cr de los magmas primarios, se puede establecer a partir de los contenidos en dichos elementos de las rocas que incluyen xenolitos de peridotita).

Otro criterio ampliamente utilizado, es la presencia de xenolitos de tamaño centimétrico con paragénesis de alta presión procedentes del manto. Este tipo de enclaves es relativamente frecuente en rocas basálticas alcalinas y su aparición se suele interpretar como el resultado de una elevada velocidad de ascenso (hasta 50 cm/s) y un efecto negligible de los procesos de cristalización (Maaløe, 1973). Sin embargo, este criterio se debe aplicar con precaución, ya que las conclusiones anteriores se basan en un modelo newtoniano del comportamiento reológico de los magmas y como demuestran Shaw *et al.* (1968), el comportamiento de éstos es

probablemente de tipo binghamiano. Si esto es correcto, los xenolitos pueden haber sido arrastrados con bajas velocidades de ascenso (Sparks *et al.*, 1977). Además, la incorporación de los xenolitos se puede haber producido después de la segregación del olivino a alta presión.

Aunque considerados individualmente, ninguno de los criterios que acaban de ser enumerados es suficiente para establecer la naturaleza primaria de un magma, las rocas que cumplan todos ellos derivan y probablemente representan un magma no diferenciado. Por ello, en este trabajo se ha considerado que las rocas cuyo valor Mg^* (ver Apéndice 2) es mayor o igual a 68 y cuya abundancia en Ni se encuentra dentro del rango 200-400 ppm (Allègre *et al.*, 1977) y las que engloban xenolitos de peridotitas, proceden de un magma primario. La mayor parte de las melilititas, nefelinitas, basaltos olivínicos y leucititas de CC, presentan estos caracteres. Por otra parte, la proporción de rocas derivadas de líquidos primarios aumenta con el grado de subsaturación.

Como se deduce de las expresiones que gobiernan la fusión parcial (Shaw, 1970), los mayores enriquecimientos en elementos incompatibles, corresponden a las menores tasas de fusión. Así, la disminución del enriquecimiento en estos elementos desde las melilititas hasta los basaltos olivínicos (Figs. 40 y 41), indica que el porcentaje de fusión ha debido aumentar al pasar de las primeras a los segundos. A su vez, esta variación en la tasa de fusión, explica la disminución del enriquecimiento en el grupo La-Sm desde las melilititas hasta los basaltos olivínicos, ya que las TR ligeras son más incompatibles que las TR pesadas para la mayor parte de las fases minerales presentes en sistemas ígneos básicos (McKay, 1989). La tendencia a aumentar la relación $(La/Yb)_N$ con el contenido en nefelina normativa (Ne) (Fig. 44), confirma un origen por fusión parcial del manto (Clague y Frey, 1982, y Chauvel y Jahn, 1984).

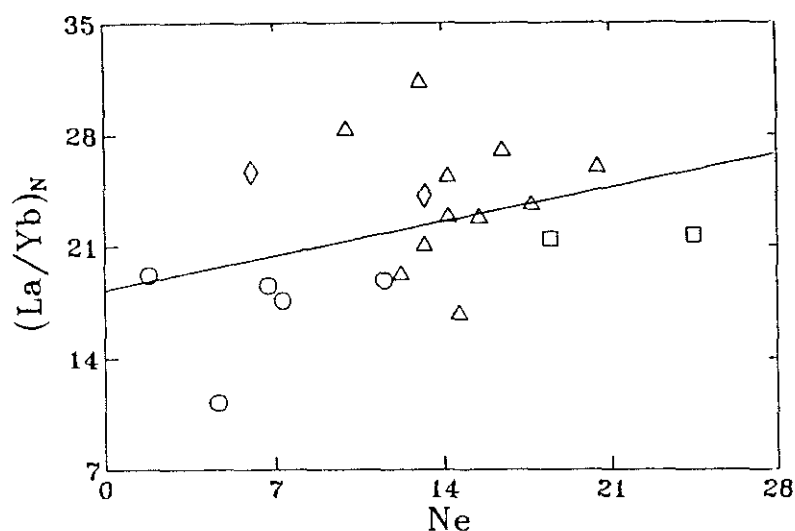


Fig. 44. Diagrama Ne- $(La/Yb)_N$ (Ne: porcentaje de nefelina normativa) para las leucititas (◇), melilititas (Δ), nefelinitas (□) y basaltos olivínicos (O) primarios de Campo de Calatrava. La línea representa el ajuste por regresión lineal.

Características del manto original.

Si se asume que la composición de un magma con los caracteres descritos en el apartado precedente representa un líquido primario, el manto fuente debe presentar determinadas características. Así, la paragénesis dominante debe estar formada por $Ol + Opx + Cpx \pm Gr/Sp$ y la composición del olivino debe ser igual o superior a Fo_{86} .

El enriquecimiento en elementos traza incompatibles que exhiben los basaltos de CC puede ser producido por muy bajos grados de fusión o por fusión a partir de una fuente previamente enriquecida. Como demuestra McKenzie (1984, 1985), si el magma es de baja viscosidad y se produce una compactación del material que funde, es posible segregar porcentajes de fundido inferiores al 0.5%. Sin

embargo, esta posibilidad se suele rechazar por la dificultad de extraer, sin recurrir a compactación, porcentajes de fundido muy bajos (en general, $<3\%$). Por otro lado, los estudios sobre xenolitos mantélicos en basaltos alcalinos, han puesto de manifiesto la existencia de procesos de enriquecimiento del manto. Por ello, en la actualidad se acepta que los magmas basáltico alcalinos de intraplaca, caracterizados por su enriquecimiento en volátiles y en elementos litófilos de gran radio, derivan de un manto enriquecido (Bailey, 1982).

Como se puede observar en las figuras 40-41, los diagramas spider de los magmas meliliticos, nefelínicos y basálticos primarios, presentan pautas similares. Esto significa que la composición del material original ha debido ser análoga para los tres grupos y que durante el proceso de fusión, la paragénesis del manto fuente ha debido permanecer prácticamente constante. La similitud en las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y δO^{18} confirma esta afirmación.

Por otro lado, el fuerte enriquecimiento de las TR ligeras requiere que éstas se hayan comportado como elementos altamente incompatibles durante el proceso de fusión, por lo que la presencia de fases residuales con elevados coeficientes de distribución mineral/líquido para dichos elementos también se puede descartar. Por un razonamiento similar, la ausencia de una importante anomalía negativa en Eu implica que ninguna fase cuyo $D_{\text{min/líq}}^{\text{Eu}}$ es elevado (p.ej. plagioclase), ha permanecido en el residuo.

A pesar de las similitudes en los diagramas spider y de TR de estos grupos, se puede observar una ligera diferencia en las pautas de los valores mínimo y máximo de la serie. Esta variación puede ser consecuencia de modificaciones en las proporciones relativas de las fases residuales, debidas al aumento en la tasa de fusión desde las melilititas hasta los basaltos olivínicos. Por ejemplo, el ligero aumento en el contenido en Eu (Fig. 38) se podría explicar por un aumento en la

proporción de clinopiroxeno residual. Sin embargo, dichas variaciones también pueden ser consecuencia de una heterogeneidad composicional.

Como ya se ha indicado más arriba, las leucititas olivínicas presentan caracteres propios de magmas primarios, por lo que también deben ser el resultado de un proceso de fusión parcial. Puesto que su abundancia en elementos altamente incompatibles (p.ej. La, Ce, Zr), es próxima a la de las melilititas, si el enriquecimiento del manto fuente de las leucititas es similar al de los otros grupos, éstas se deben haber originado mediante tasas de fusión similares a las de las melilititas. En este caso, las abundancias en otros elementos (p.ej. Rb, Ba, K, Sr) deben ser consecuencia de un manto heterogéneo, lo que está apoyado por la diferente signatura isotópica de este grupo.

Cristalización fraccionada.

Si la composición de las rocas diferenciadas, apenas difiere de las originadas a partir de magmas primarios, la cristalización fraccionada ha actuado en muy baja proporción. En efecto, la separación de un 10% de olivino ($\approx \text{Fo}_{80}$) a partir de un líquido basáltico primario con 13% MgO, produce un líquido residual con 9% MgO, valor ligeramente inferior al de los líquidos más diferenciados de CC.

La única diferencia importante entre las rocas diferenciadas y las primarias de CC, es el empobrecimiento en MgO, Ni y Cr de las primeras. Esto está de acuerdo con la fraccionación en proporciones variables de olivino y clinopiroxeno, que son las únicas fases que aparecen como fenocristales en las lavas de CC. Por otro lado, los contenidos en elementos incompatibles de las rocas diferenciadas de cada grupo, no suelen superar las abundancias máximas de los líquidos

primarios correspondientes. Esto significa que, dentro de cada tipo petrológico, la cristalización fraccionada ha afectado fundamentalmente a los términos producidos por mayores porcentajes de fusión. Asimismo, el porcentaje de magmas diferenciados es mayor en los tipos con menor grado de subsaturación.

Finalmente, conviene resaltar la menor relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de las melaleucititas respecto a las leucititas. Si ambos grupos están relacionados por un proceso de acumulación, esta diferencia solo puede ser explicada si la cristalización se ha producido en desequilibrio isotópico.

Capítulo 3

COMPARACIÓN CON OTRAS REGIONES VOLCÁNICAS DE INTRAPLACA.

Las rocas de CC presentan caracteres que son típicos del volcanismo de zonas de intraplaca continental. En efecto, la existencia de tipos alcalinos muy subsaturados (melilititas, nefelinitas, basaltos olivínicos) asociados a otros ricos en K_2O (leucititas), es prácticamente exclusiva de zonas de rift continental (CRZ) (Gupta y Yagi, 1980). Asimismo, el volcanismo de CC se ajusta al tipo de baja volcánicidad (LVR, low volcanicity rifts) de Barberi *et al.* (1982) y los tipos petrológicos presentes en la región, corresponden a la asociación alcalina subsaturada de Bailey (1983).

La proyección de las rocas de CC en los diagramas triangulares Ti/100-Zr-3Y (Pearce y Cann, 1973) y 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986), propuestos para rocas basálticas, se sitúa en los campos WPB (within-plate basalts) y WPA (within-plate alkali basalts), respectivamente (Fig. 45), lo que está de acuerdo con las conclusiones anteriores. La proyección de las leucititas olivínicas fuera de los campos establecidos, demuestra la imposibilidad de aplicar estos diagramas a magmas potásicos.

A continuación se comparan los caracteres geoquímicos de las rocas de CC con sus equivalentes de otras regiones volcánicas de intraplaca, lo que puede aportar

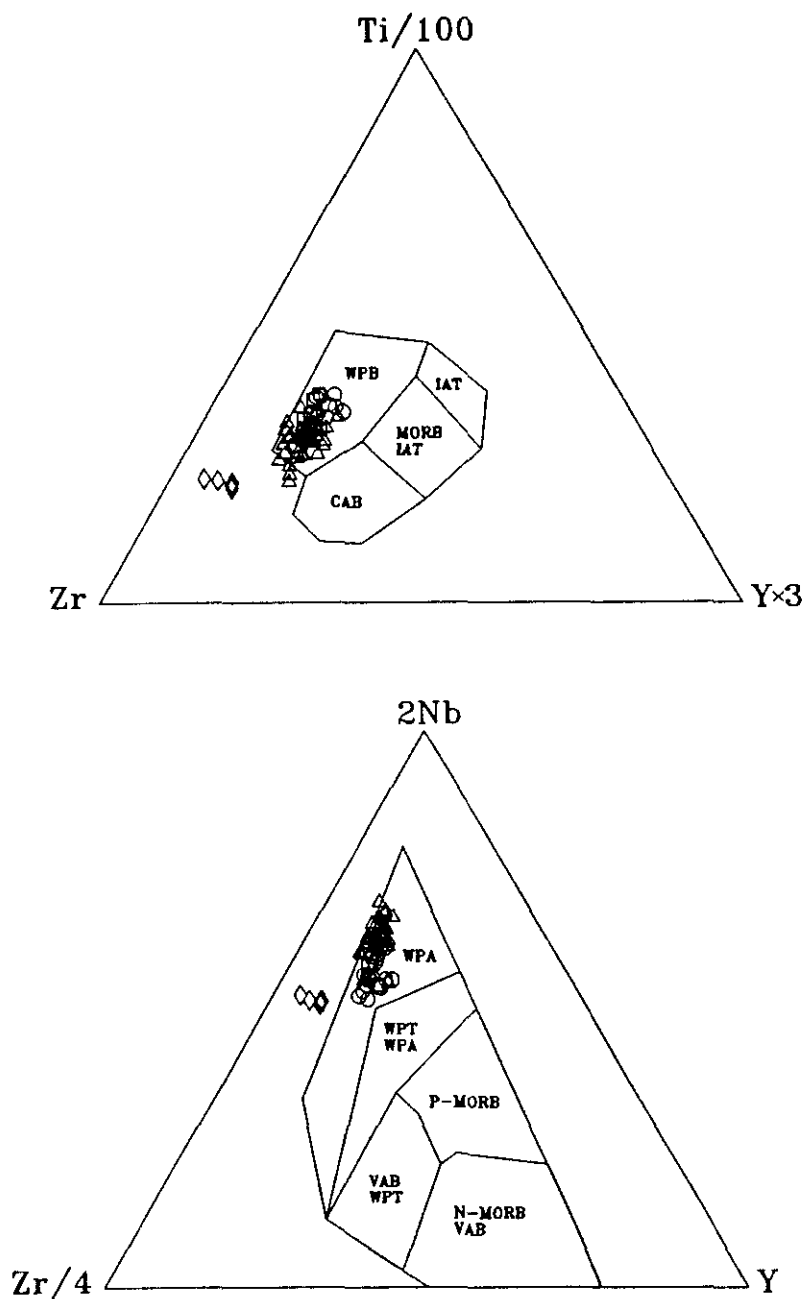


Fig. 45. Proyección de las rocas de CC (\diamond : leucititas; Δ : melilititas; \square : nefelinitas; \circ : basaltos olivínicos) en los diagramas de discriminación del ambiente tectónico de aparición de rocas basálticas Ti/100-Zr-Y $\times 3$ (Pearce y Cann, 1973) y 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986). WPB: basaltos de intraplaca; IAT: toleitas de arco-isla; CAB: basaltos calco-alcalinios; MORB: basaltos centrooceánicos; WPA: basaltos alcalinos de intraplaca; WPT: toleitas de intraplaca; VAB: basaltos de arcos volcánicos; P-MORB: MORB de pluma; N-MORB: MORB normales.

evidencias respecto a su mecanismo genético y el ambiente geodinámico en el que se ha desarrollado.

ELEMENTOS MAYORES.

Las rocas basálticas de CC están enriquecidas en TiO_2 , Na_2O , K_2O y P_2O_5 y empobrecidos en SiO_2 y Al_2O_3 , respecto a los MORB. Aunque estos caracteres son comunes con el volcanismo de intraplaca oceánica (ver p.ej. BVSP, 1981), las lavas de CC tienen mayor abundancia en MgO y están más empobrecidas en SiO_2 , Al_2O_3 y TiO_2 , respecto a los basaltos de islas oceánicas, lo que caracteriza al volcanismo de CRZ (ver Tablas 17-19).

Las melilititas olivínicas de CC presentan contenidos en elementos mayores análogos a los observados en melilititas de otras áreas continentales (Tabla 17). Sin embargo, muestran menor abundancia en MgO y mayor en Na_2O , cuyo contenido se aproxima al de los basaltos de islas oceánicas. Por lo que respecta a las nefelinitas y basaltos olivínicos, el contenido en elementos mayores de los de CC se encuentra dentro de los rangos observados en magmas primitivos equivalentes de zonas de rift continental de baja extensión (Tablas 18 y 19). Así, se caracterizan por un menor contenido en SiO_2 , Al_2O_3 y Na_2O , y mayor en TiO_2 , CaO , MgO y MnO , respecto a los tipos equivalentes oceánicos. Sin embargo, debido a la variabilidad composicional de los basaltos continentales, no existe en ningún caso una analogía completa. Por ejemplo, los basaltos olivínicos de CC muestran mayor abundancia en SiO_2 , Al_2O_3 y Na_2O que los tipos equivalentes de Monte Kenya, mientras que están empobrecidos en los dos primeros óxidos y enriquecidos en el tercero respecto a los del sur del rift Gregory (Kenya).

TABLA 17. Análisis químicos de melilititas de otras regiones volcánicas de intraplaca.

	Hawaii	Macizo Central	Eifel	Vosgos
SiO ₂	37.47	38.33	39.99	34.35
TiO ₂	2.58	2.99	2.47	2.49
Al ₂ O ₃	10.93	10.46	11.25	8.95
Fe ₂ O ₃	4.97	12.17	11.28	11.50
FeO	8.81	—	—	—
MnO	0.25	0.21	0.21	0.20
MgO	13.54	14.54	10.63	12.85
CaO	12.71	14.36	15.84	14.32
Na ₂ O	4.82	2.53	3.31	2.68
K ₂ O	1.29	1.38	3.00	1.30
P ₂ O ₅	1.24	1.02	0.86	0.77
Rb	36	34	91	98
Ba	1065	1117	1147	1252
Sr	1640	1338	1096	1380
La	84	—	—	—
Ce	163	174	162	124
Nd	66	73.10	66.50	54.69
Sm	15.0	12.90	10.70	9.98
Eu	4.53	3.75	2.91	2.91
Gd	—	9.78	7.49	8.07
Tb	1.65	—	—	—
Dy	—	6.27	4.71	5.22
Yb	1.9	1.72	1.67	1.77
Lu	0.28	—	—	—
Th	10.1	—	—	—
Y	30	—	—	—
Zr	169	—	—	—
Hf	3.6	—	—	—
Ta	3	—	—	—
Nb	51	—	—	—
V	240	281	305	261
Cr	505	697	445	544
Ni	275	340	166	287

Análisis tomados de Clague y Frey (1982) y Alibert *et al.* (1983).

TABLA 18. Análisis químicos de nefelinitas de otras regiones volcánicas de intraplaca.

	Hawaii	Camerún	N Kenya rift	Macizo Central	Eifel
SiO ₂	40.15	39.98	41.71	43.61	41.53
TiO ₂	2.55	3.85	2.23	3.62	2.74
Al ₂ O ₃	11.45	14.81	11.52	8.80	13.60
Fe ₂ O ₃	6.00	12.24	12.22	11.08	10.64
FeO	7.74	—	—	—	—
MnO	0.22	0.30	0.18	0.15	0.21
MgO	12.77	5.29	12.72	13.44	9.37
CaO	12.10	13.49	12.64	11.45	12.71
Na ₂ O	3.51	3.90	3.06	2.38	2.63
K ₂ O	0.77	2.15	0.77	3.66	4.02
P ₂ O ₅	0.80	1.08	0.41	0.82	0.64
Rb	20	103.5	9	78	107.9
Ba	780	1299	551	824	2103.1
Sr	1050	2801	604	764	988.4
La	53	205	56	83.25	94.0
Ce	110	406	108	168.7	177.8
Nd	56	148	39	71.46	68.2
Sm	11.1	—	—	11.21	10.1
Eu	3.24	—	—	3.06	—
Gd	—	—	—	8.25	—
Tb	1.3	—	—	—	—
Dy	—	—	—	5.11	—
Yb	1.5	—	—	1.45	—
Lu	0.25	—	—	—	—
Th	5.9	16.1	7	9	8.9
Y	—	46.3	23	23	26.5
Zr	171	636	147	409	253.9
Hf	3.4	—	—	—	—
Ta	2.7	—	—	—	—
Nb	—	231	69	93	111.2
V	290	430	317	—	406.7
Cr	480	26	—	1190	232.5
Ni	340	17	214	309	124.8

Análisis tomados de Clague y Frey (1982), Fitton y Dunlop (1985), Le Bas (1987), y Wilson y Downes (1991).

TABLA 19. Análisis químicos de basanitas y basaltos olivínicos alcalinos de otras regiones volcánicas de intraplaca.

	BASANITAS				BASALTOS OLIVÍNICOS			
	Hawaíi	Monte Kenya	Macizo Central	Eifel	Hawaíi	Camerún	Rift Gregory	Macizo Central
SiO ₂	43.07	41.43	40.97	42.70	44.50	44.49	47.93	46.79
TiO ₂	2.34	3.64	3.14	2.38	2.15	3.24	2.11	2.36
Al ₂ O ₃	11.90	11.87	12.41	11.70	14.01	13.54	15.01	13.99
Fe ₂ O ₃	9.76	2.74	12.76	12.10	4.67	12.94	2.99	11.86
FeO	3.51	11.55	—	—	8.31	—	8.96	—
MnO	0.19	0.23	0.18	0.18	0.19	0.18	0.20	0.15
MgO	12.48	10.52	11.09	14.10	10.12	8.64	6.94	10.04
CaO	10.90	11.10	11.90	12.10	10.63	10.47	12.05	9.62
Na ₂ O	2.53	2.33	3.84	3.15	2.47	3.26	2.69	3.49
K ₂ O	0.74	1.48	1.89	1.51	0.53	1.41	0.80	1.34
P ₂ O ₅	0.37	0.94	1.13	0.91	0.42	0.18	0.32	0.60
Rb	18	52	49	37	7	38.9	15	30
Ba	325	622	719	830	390	599	300	474
Sr	535	1230	950	934	590	951	428	646
La	21.5	73	94.87	—	24	63	24.7	48.21
Ce	44	100	158.42	—	47	124	—	79.64
Nd	21	—	71.84	64	24	55	—	39.01
Sm	5.5	—	12.54	10.5	6.8	—	5.48	7.70
Eu	1.91	—	3.75	—	2.12	—	1.86	2.46
Gd	—	—	10.17	—	—	—	—	6.49
Tb	0.84	—	—	—	0.92	—	0.90	—
Dy	—	—	7.11	—	—	—	—	5.42
Yb	1.46	—	2.47	—	1.6	—	2.6	2.01
Lu	0.23	—	—	—	0.28	—	0.41	—
Th	2.1	5	—	—	2.0	5.4	2.5	6
Y	18	26	—	28	20	30.5	24	25
Zr	121	197	—	176	111	321	112	274
Hf	2.9	—	—	—	2.8	—	2.9	—
Ta	1.95	—	—	—	1.8	—	1.4	—
Nb	28	59	—	66	24	76	35	79
V	1300	350	—	—	260	266	—	—
Cr	575	—	—	653	395	263	83	336
Ni	360	137	—	329	220	157	76	215

Análisis tomados de Baker *et al.* (1977), Clague y Frey (1982), Fitton y Dunlop (1985), Price *et al.* (1985), y Wilson y Downes (1991).

TABLA 20. Análisis químicos de rocas ultrapotásicas de otras regiones volcánicas de intraplaca.

	TIPO I		TIPO II			TIPO III	
	Lamproita (GA)	Lamproita (LH)	Katungita (TA)	Leucitita (AR)	Ugandita (AR)	Basan.leu. (VU)	Leucitita (VU)
SiO ₂	52.2	52.7	46.6	43.15	40.47	47.12	47.10
TiO ₂	3.5	2.4	2.6	3.71	3.52	0.64	0.81
Al ₂ O ₃	10.1	10.8	15.3	12.24	5.38	11.84	15.56
Fe ₂ O ₃	—	—	—	13.08	4.03	3.26	3.16
FeO	6.1	5.1	10.0	—	6.47	4.16	4.58
MnO	0.09	0.09	0.15	0.20	0.23	0.15	0.15
MgO	8.2	8.4	7.1	8.54	24.84	12.84	6.04
CaO	4.7	6.7	9.5	11.83	8.06	13.88	12.67
Na ₂ O	1.7	1.3	3.4	2.03	0.68	1.42	1.50
K ₂ O	11.9	10.4	4.6	3.40	3.46	3.29	6.54
P ₂ O ₅	1.5	1.5	0.5	0.62	0.29	0.30	0.45
Rb	300	253	220	127	450	253	558
Ba	5550	6600	3300	1119	2000	620	1161
Sr	1830	2840	6600	1005	1800	769	1278
La	230	213	135	81	35	40.4	77.0
Ce	420	427	280	164	—	92.0	163.0
Nd	150	166	—	64	—	41.7	69.0
Sm	19	21	17	10.7	—	8.27	12.4
Eu	4.5	4.5	3.4	3.0	—	1.79	2.88
Gd	9.8	10.8	—	8.1	—	6.40	10.5
Tb	—	—	1.2	—	—	1.01	1.78
Dy	—	4.2	—	—	—	—	—
Yb	0.45	1.09	0.72	2.1	—	1.63	2.79
Lu	—	0.15	0.09	—	—	—	—
Th	30	—	18	11.3	—	20.5	46.8
Y	18	20	30	29	<30	24	42
Zr	1000	1440	750	306	300	128	308
Hf	—	—	6.4	10.4	—	3.59	7.29
Ta	—	—	12	9.1	—	0.45	0.88
Nb	90	74	169	108	—	8	16
V	110	—	270	—	110	186	198
Cr	310	460	720	369	1200	911	22
Ni	230	253	180	74	900	261	64

LH: Leucite Hills; GA: Gaussberg; TA: Toro Ankole; AR: Oeste rift E Africa; VU: Vulsini
 Análisis tomados de Higazy (1954), Thompson *et al.* (1984), Rogers *et al.* (1985), y Bergman (1987).

Por lo que respecta a las leucititas olivínicas, las de CC se pueden considerar rocas ultrapotásicas según la clasificación de Foley *et al.* (1987), excepto por su relación K_2O/Na_2O ligeramente inferior a 2. Como indican estos autores, las condiciones propuestas para considerar una roca como ultrapotásica, son arbitrarias y no se deben aplicar de forma estricta, ya que han sido seleccionadas para englobar a la mayor parte de las rocas que se incluían tradicionalmente bajo dicha denominación y para excluir otros tipos de rocas, como las kimberlitas.

Atendiendo a la clasificación aludida, las leucititas de CC presentan características intermedias entre los grupos establecidos por Foley *et al.* (1987), aunque las mayores similitudes se dan con los grupos II y III (Tabla 20). Así, la abundancia en K_2O es intermedia entre las uganditas del rift africano (grupo II) y las basanitas leucíticas de Vulsini (grupo III). El contenido en SiO_2 es análogo al de las rocas del grupo III, mientras que TiO_2 , MgO , CaO y la relación P_2O_5/TiO_2 se encuentran dentro del rango del grupo II. Sin embargo, la abundancia en Al_2O_3 es similar a la de las rocas de Gaussberg y Leucite Hills (grupo I). El carácter intermedio de estas rocas, se confirma por su proyección en la zona que ocupa el grupo IV (rocas ultrapotásicas transicionales) en los diagramas de clasificación Al_2O_3 - CaO y SiO_2 - K_2O/Al_2O_3 (Fig. 46), propuestos por Foley *et al.* (1987).

ELEMENTOS TRAZA.

Por lo que respecta a los elementos traza, los basaltos alcalinos de CC (Tablas 13-15 y Figs. 38 y 40-42) también muestran los caracteres típicos de sus equivalentes de CRZ. Análogamente a éstos, están enriquecidos respecto a los basaltos de islas oceánicas (Fig. 47) en la mayor parte de los elementos considerados en el diagrama spider y el enriquecimiento es más importante en los cationes de radio elevado y carga alta.

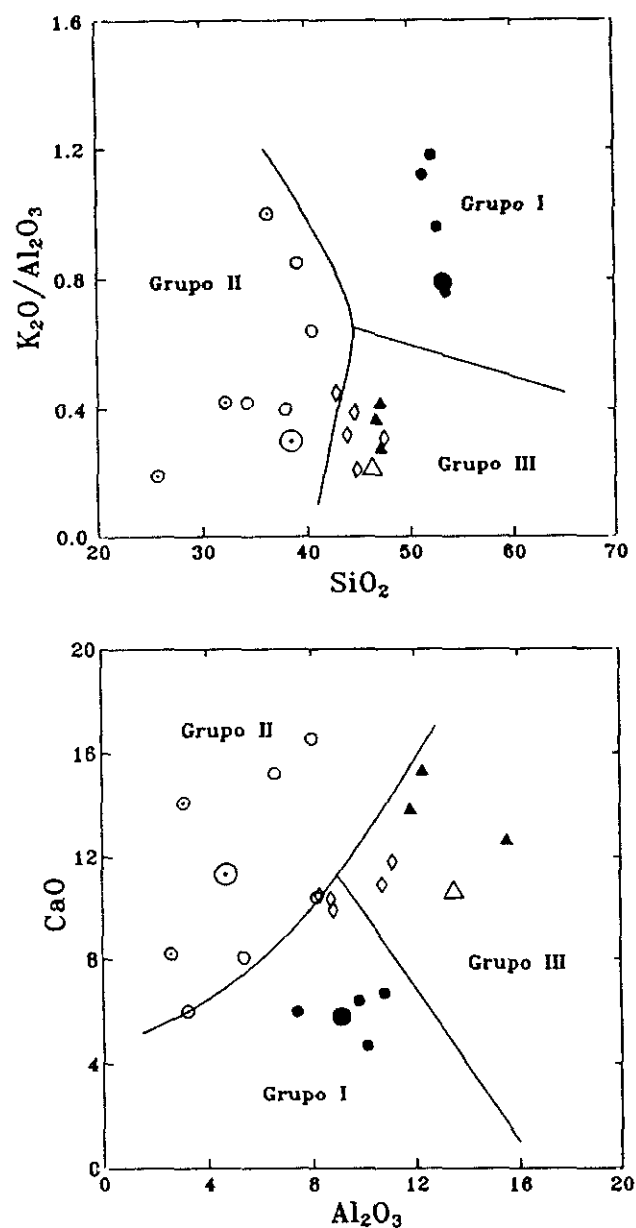


Fig. 46. Proyección de las leucititas de CC (rombos) en los diagramas de clasificación para rocas ultrapotásicas SiO_2 - K_2O/Al_2O_3 y Al_2O_3 - CaO , propuestos por Foley *et al.* (1987). Círculos negros: lamproitas (símbolo grande: valor medio); Círculos con punto: kimberlitas (símbolo grande: valor medio); Círculos vacíos: uganditas, katungitas y mafuritas; Triángulos negros: basanitas leucíticas y leucititas de Vulsini; Triángulo grande vacío: valor medio de lamprófidos. Las rocas tipo y los valores medios se han tomado de Higazy (1954), Rogers *et al.* (1985), Smith *et al.* (1985) y Bergman (1987).

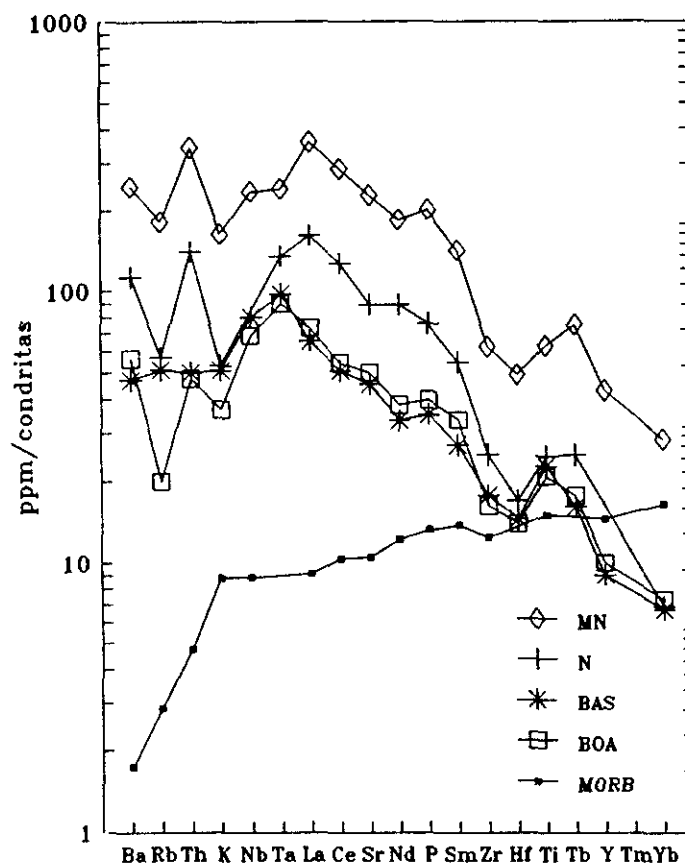


Fig. 47. Diagrama spider de melilititas nefelínicas (MN), nefelinitas (N), basanitas (BAS) y basaltos olivínicos alcalinos (BOA) de las islas Hawaii (según datos de Clague y Frey, 1982), y de basaltos de dorsales oceánicas (MORB) (según datos de Sun, 1980 y Humphris *et al.*, 1985).

La variabilidad composicional del volcanismo de CRZ, implica una relativa diversidad en los diagramas spider de cada región (Figs. 48 y 49). Los datos disponibles de melilititas de CRZ, son muy incompletos (Tabla 17 y Fig. 48a), lo que impide una correcta comparación. Sin embargo, se puede observar que las melilititas de CC están enriquecidas en La, Ce, Nd, P y Sm y ligeramente empobrecidas en Ba, Rb y K. Por lo que respecta a nefelinitas y basaltos olivínicos, sus abundancias se encuentran dentro de los rangos indicados en las Tablas 18 y 19 y las figuras 48b y c para los tipos equivalentes de otras regiones de CRZ.

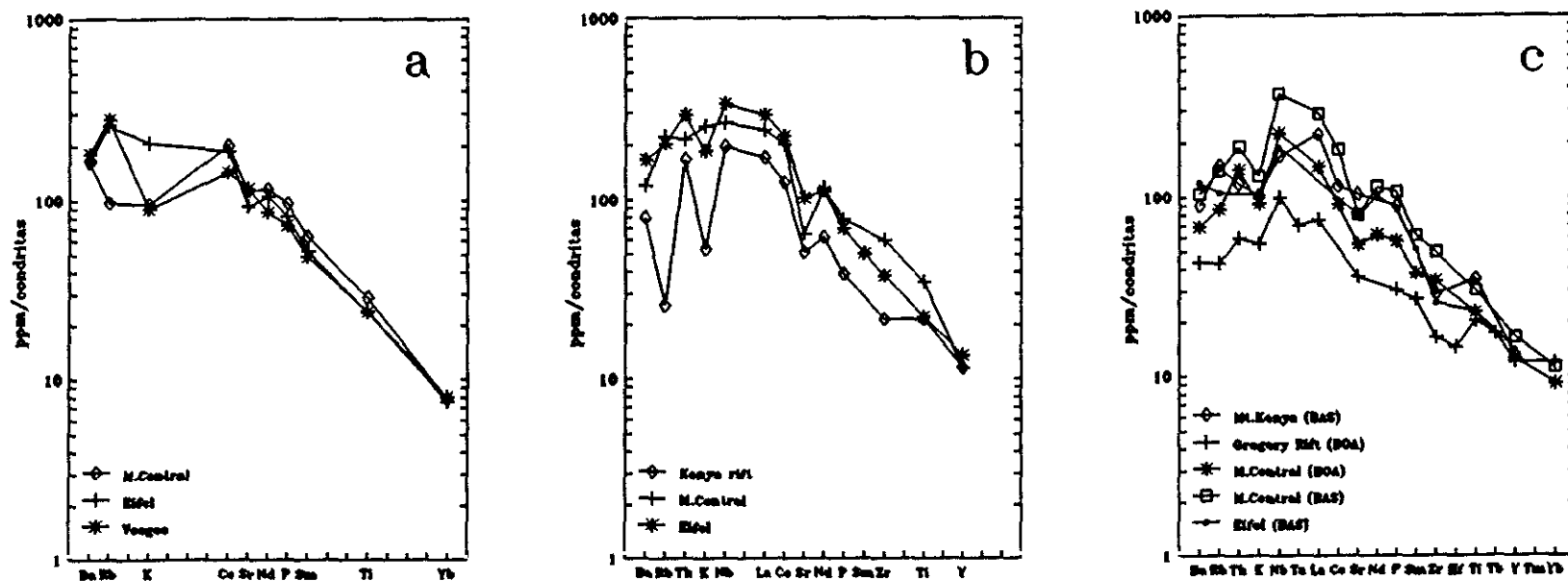


Fig. 48. Diagramas spider de melilititas (a), nefelinitas (b) y basanitas y basaltos olivínicos alcalinos (c) en diferentes regiones volcánicas de intraplaca. Datos tomados de Baker *et al.* (1977), Alibert *et al.* (1983), Price *et al.* (1985), Le Bas (1987) y Wilson y Downes (1991).

Si se compara la forma de los diagramas de melilititas, nefelinitas, basanitas y basaltos olivínicos asociados de una determinada región de CRZ, se pueden observar variaciones importantes, sobre todo entre las melilititas y el resto de los grupos. Por el contrario, la pauta de los diagramas de dichos tipos petrológicos en CC, es muy semejante. Estos muestran una gran coincidencia con los diagramas de los basaltos primarios de Camerún (Fig. 49) y las nefelinitas de Eifel. Así, se caracterizan por un mayor enriquecimiento en Nb, TR ligeras y Sr, respecto a los tipos equivalentes de otras regiones de CRZ. Asimismo, se observa que algunas melilititas de CC (Fig 40) y las nefelinitas de Etinde (Camerún), se caracterizan además por una mayor anomalía negativa en potasio, la cual no está acompañada por un empobrecimiento en Rb, como sucede en las nefelinitas de

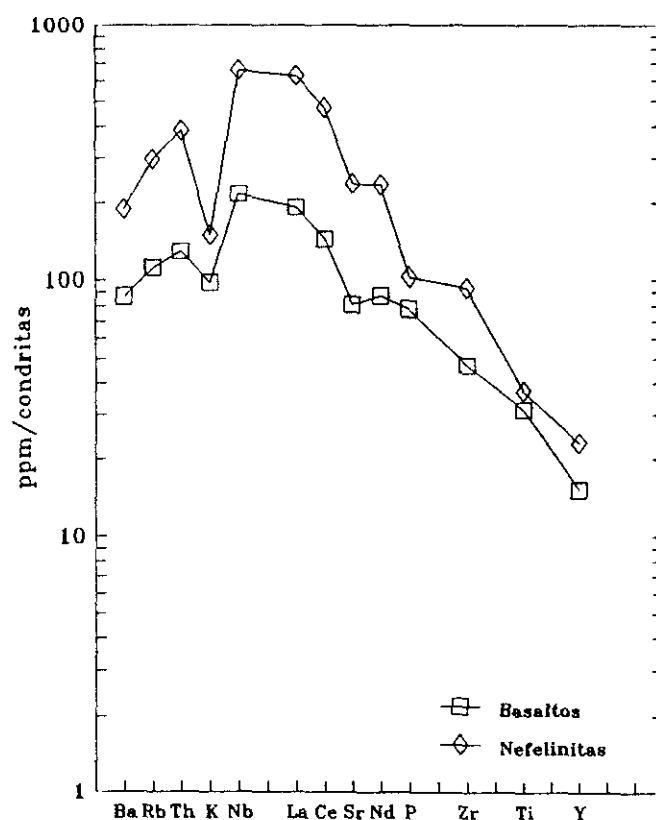


Fig. 49. Diagrama spider de las nefelinitas de Etinde (Camerún) y basaltos olivínicos asociados (según datos de Fitton y Dunlop, 1985).

Kenya. Sin embargo, las nefelinitas de Etinde muestran un grado de enriquecimiento en todos los elementos considerados, muy superior al de las melilititas de CC.

Por lo que respecta a las leucititas olivínicas (Fig. 42), presentan el enriquecimiento en elementos traza incompatibles característico de las rocas ultrapotásicas (ver Tabla 20). Análogamente a lo que sucede con los elementos mayores, si se comparan las leucititas de CC con rocas ultrapotásicas de otras regiones (Tabla 20 y Fig. 51), se puede comprobar que presentan caracteres intermedios entre los tres grupos de Foley *et al.* (1987). Así, la abundancia en Ba-Rb solo es comparable a la de las rocas ultrapotásicas de Vulsini (Fig. 51c), pero carecen de las anomalías negativas en Nb y Ti, típicas del grupo III, y la pauta del diagrama es más próxima a las de los grupos I y II. Sin embargo, no presenta la anomalía positiva en Zr del grupo I y la abundancia en Nb es superior a la del grupo I, pero inferior a la del grupo II.

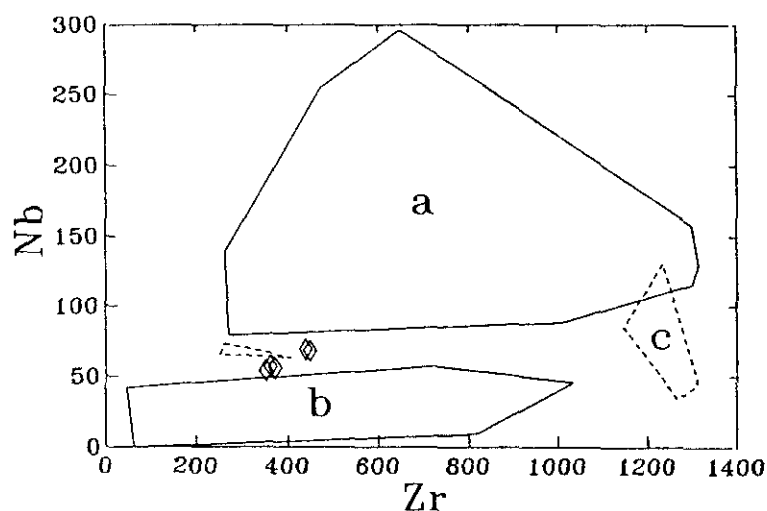


Fig. 50. Proyección de las leucititas de CC en el diagrama Zr-Nb propuesto por Thompson y Fowler (1986) para la discriminación del ambiente tectónico de rocas ultrapotásicas de intraplaca (a: alejadas de procesos de subducción en el espacio y en el tiempo; b: post-colisión y subducción; c: relacionadas de forma remota con procesos de subducción).

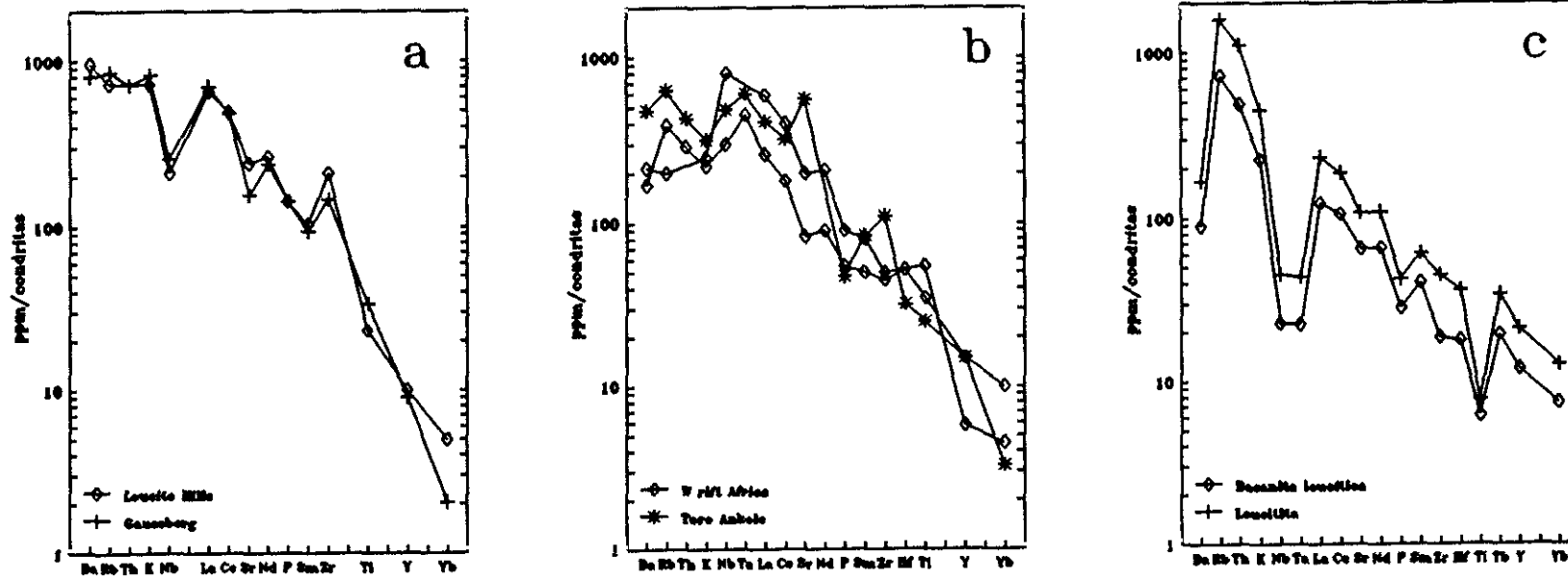


Fig. 51. Diagramas spider de rocas ultrapotásicas del tipo I (a), II (b) y III (c), según la clasificación de Foley *et al.* (1987). Los análisis se han tomado de Higazy (1954), Thompson *et al.* (1984), Rogers *et al.* (1985) y Bergman (1987).

El último elemento citado, se ha utilizado para establecer la relación de rocas ultrapotásicas con zonas de subducción (Thompson y Fowler, 1986). El diagrama Zr-Nb (Fig. 50) propuesto por estos autores, muestra que las leucititas de CC se sitúan en una posición intermedia entre los dos campos principales. En esta zona se proyectan las rocas relacionadas con subducción de forma remota en el espacio y en el tiempo (Lipman *et al.*, 1972; Lipman, 1980; Rowell y Edgar, 1983).

Tierras raras.

Las determinaciones de TR en basaltos alcalinos subsaturados de CRZ son escasas y por lo general los datos son incompletos (ver p.ej. Alibert *et al.*, 1983, y Wilson y Downes, 1991). En la Fig. 52a se han representado los diagramas de melilititas de Europa central (Alibert *et al.*, 1983) de composición análoga a las de CC y en la Fig. 52b los de basanitas y basaltos olivínicos del Macizo Central francés (Wilson y Downes, 1991) y del rift Gregory en Kenya (Baker *et al.*, 1977).

La pauta prácticamente recta y de elevada fraccionación que se observa en dichos diagramas y en los correspondientes a las lavas de CC, es común al volcanismo basáltico alcalino de CRZ. Sin embargo, las melilititas de CC alcanzan mayores tasas de enriquecimiento en todas las TR y su contenido en TR pesadas es siempre superior al que se observa en otras zonas. Esta última característica implica un menor grado de fraccionación de las melilititas de CC ($[Ce/Yb]_N = 12.97-23.92$), respecto a las indicadas en la Fig. 52a ($[Ce/Yb]_N = 17.92-25.88$).

Por lo que respecta a los basaltos olivínicos, en la Fig. 52b se puede observar que los del Macizo Central presentan abundancias y un grado de fraccionación dentro

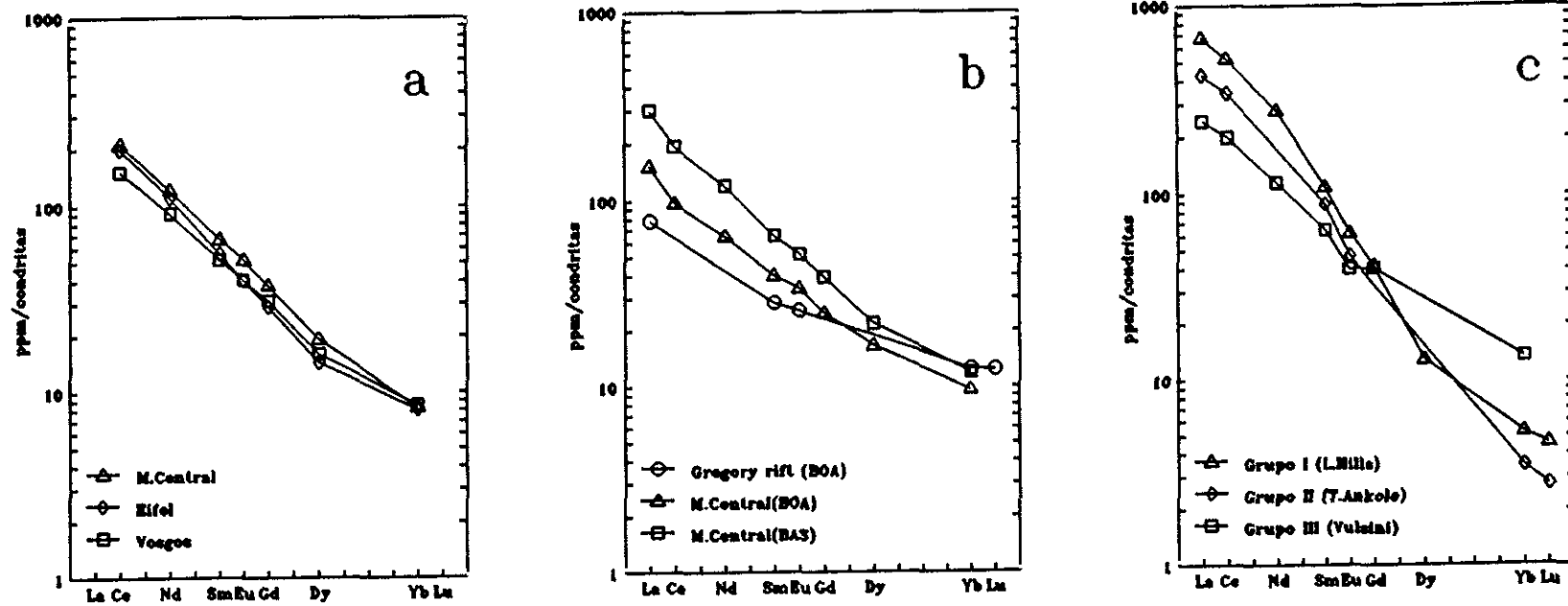


Fig. 52. Diagramas normalizados de tierras raras para melilititas (a), basanitas y basaltos olivínicos (b), y rocas ultrapotásicas (c) de diferentes regiones volcánicas de intraplaca continental. Los análisis se han tomado de Baker *et al.* (1977), Alibert *et al.* (1983), Rogers *et al.* (1985), Bergman (1987) y Wilson y Downes (1991).

del rango de las rocas equivalentes de CC. Por el contrario, las basanitas del Macizo Central presentan abundancias en TR y relaciones $(La/Yb)_N$ solo comparables con algunas melilititas de CC. Los basaltos del rift Gregory están empobrecidos en TR ligeras y enriquecidos en TR pesadas, lo que se traduce en una relación $(La/Yb)_N=6.27$, muy inferior a la de los basaltos de CC (11.21-19.80).

Los diagramas de TR para cada uno de los grupos de Foley *et al.* (1987) (Fig. 52c), muestran pautas diferentes y con grados de fraccionación contrastados. Las rocas de CC, presentan una pauta similar a las rocas ultrapotásicas de los grupos I y II. Sin embargo, la relación $(La/Yb)_N$ de éstas (p.ej. 337.5, 129.0 y 123.8, para las rocas de Leucite Hills, Gaussberg y Toro Ankole, respectivamente) es muy superior a la que exhiben las leucititas de CC, cuyo grado de fraccionación es más próximo al de las rocas del grupo III (p.ej. 18.2 en las leucititas de Vulsini).

RELACIONES ISOTÓPICAS DE Sr-Nd-O.

Los basaltos alcalinos de CRZ, presentan una gran heterogeneidad isotópica (ver p.ej. Cohen *et al.*, 1984 y Zindler y Hart, 1986). Su proyección en el diagrama Sr^{87}/Sr^{86} - Nd^{143}/Nd^{144} se suele situar en la línea del manto (definida por los basaltos oceánicos), pero en ocasiones se alejan de esta pauta, mostrando fuertes enriquecimientos en Sr radiogénico. Por el contrario, las relaciones Nd^{143}/Nd^{144} no se suelen alejar de valores próximos a los de basaltos de islas oceánicas.

La proyección de las melilititas de CC en dicho diagrama, se sitúa en una posición intermedia entre la línea del manto y el componente HIMU (Fig. 53). Si

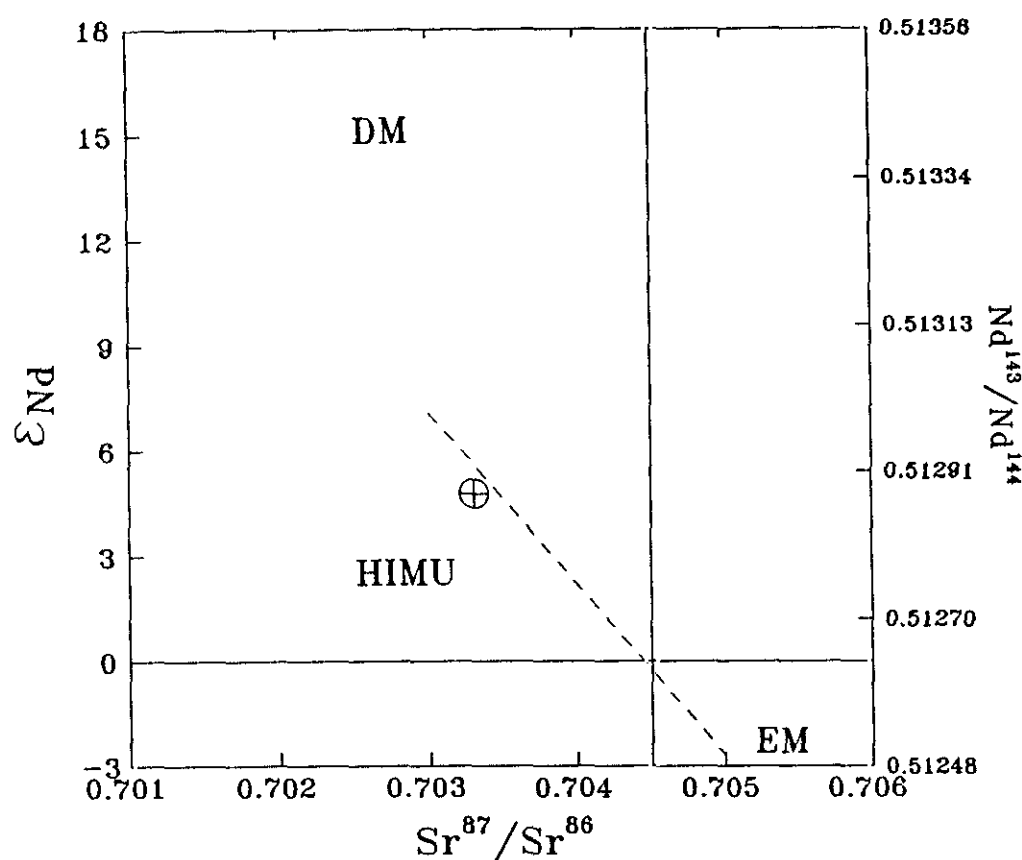


Fig. 53. Proyección de las melilititas de CC (\oplus) en el diagrama $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - ϵ_{Nd} (según datos de Alibert *et al.*, 1983). El diámetro del símbolo, representa el rango de variación en la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos (según datos de Ancochea y Del Moro, 1981), por lo que se puede asumir que si no existen variaciones significativas en las relaciones $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$, las rocas de esta serie se proyectan aproximadamente en el interior del área limitada por dicho símbolo. La línea de trazos representa la zona en la que se proyectan los basaltos alcalinos de Europa central (según Wilson y Downes, 1991). La posición de los componentes DM (Manto empobrecido), EM (Manto enriquecido) e HIMU (componente Santa Helena), se han tomado de Zindler y Hart (1986) y Hart (1988).

la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos, es relativamente constante, probablemente la relación $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ tampoco exhibirá grandes variaciones. Por lo tanto, se puede asumir que nefelinitas y basaltos olivínicos se proyectarán en el diagrama $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ en las proximidades del punto indicado en la figura 53. En esta zona se disponen las rocas basáltico-

alcalinas recientes (final del Eoceno-Pleistoceno) de Europa central, relacionadas con extensión continental (Wilson y Downes, 1991).

Por lo que respecta a las leucititas, el enriquecimiento en Sr radiogénico es típico de los magmas potásicos. Sin embargo, la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ es muy superior a la que muestran las leucititas asociadas al volcanismo alcalino de Europa central. Aunque no existen determinaciones $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ disponibles, si las leucititas de CC se ajustan a la correlación que muestran los isótopos de Sr y Nd en rocas potásicas y ultrapotásicas (Fig. 54, Nelson *et al.*, 1986), se puede estimar un valor para dicha relación en torno a 0.51159-0.51164.

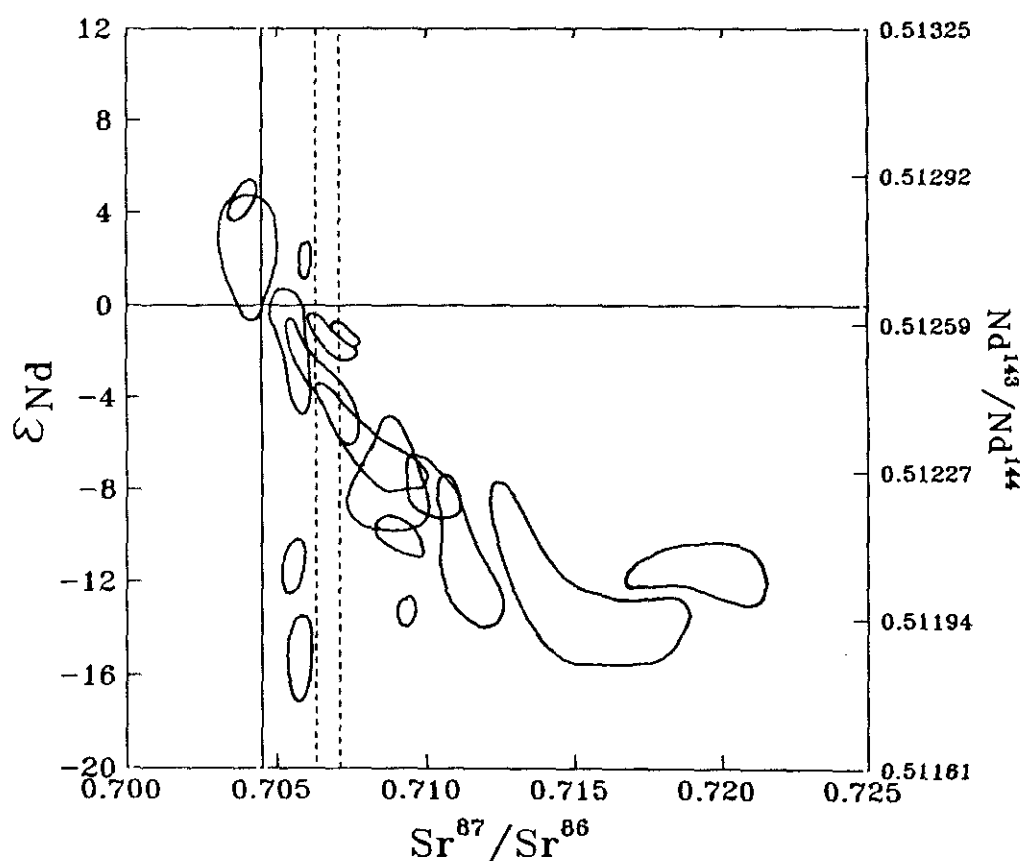


Fig. 54. Diagrama $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - ϵ_{Nd} en el que se han proyectado las relaciones isotópicas iniciales de distintos grupos de rocas ultrapotásicas (según Nelson *et al.*, 1986). Las líneas de puntos delimitan el rango de la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de las leucititas de CC.

Las relaciones δO^{18} de los basaltos de CC son próximas al valor medio de los MORB (+5.7‰) y se encuentran dentro del rango observado en rocas análogas de otras regiones volcánicas continentales (+4.9-+8.0‰, Kyser *et al.*, 1982). Como en el caso de las relaciones isotópicas de Sr y Nd, el contenido en O^{18} de las lavas de CC es análogo a los obtenidos para las rocas basálticas de Europa central (Fig. 55). El enriquecimiento en δO^{18} que se observa en las leucititas, respecto a la serie basáltica asociada, es característico de los magmas potásicos (Kyser *et al.*, 1982).

COMPARACIÓN CON EL VOLCANISMO BASÁLTICO ALCALINO RECIENTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.

A excepción de la región de CC, la actividad volcánica reciente en la península ibérica, se ha desarrollado en el borde mediterráneo: región NE (Ampurdán-Selva-Garrotxa), región SE (Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena) y sector de Cofrentes (Fig. 56). El volcanismo basáltico alcalino es predominante en la región NE y en el sector de Cofrentes, mientras que en la región SE es minoritario y está restringido a las últimas etapas de actividad (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985). Como se puede observar en la Fig 9, este volcanismo se desarrolla desde el final del Mioceno (~ 10 ma) hasta el Cuaternario (~ 10000 años).

Los caracteres petrológicos y geoquímicos de las rocas de estas regiones han sido estudiados por diferentes autores (ver p.ej. Coy *et al.*, 1974; López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980, 1984, 1985; Araña *et al.*, 1983; Ancochea *et al.*, 1984; Munksgaard, 1984, y López Ruiz *et al.*, 1986). En los siguientes apartados, se comparan dichos caracteres con los que exhiben las rocas basálticas de CC.

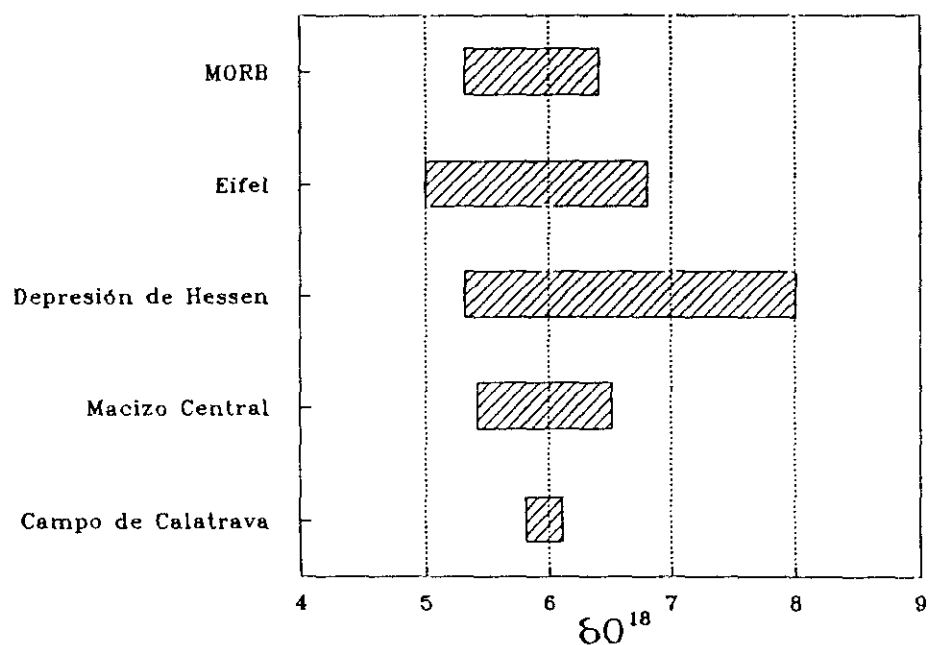


Fig. 55. Rangos de variación de la relación $\delta^{18}O$ (‰ SMOW) en los MORB y en los basaltos alcalinos de Europa central y occidental (según datos de Kyser, 1986 y Wilson y Downes, 1991) y en las melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos de CC.

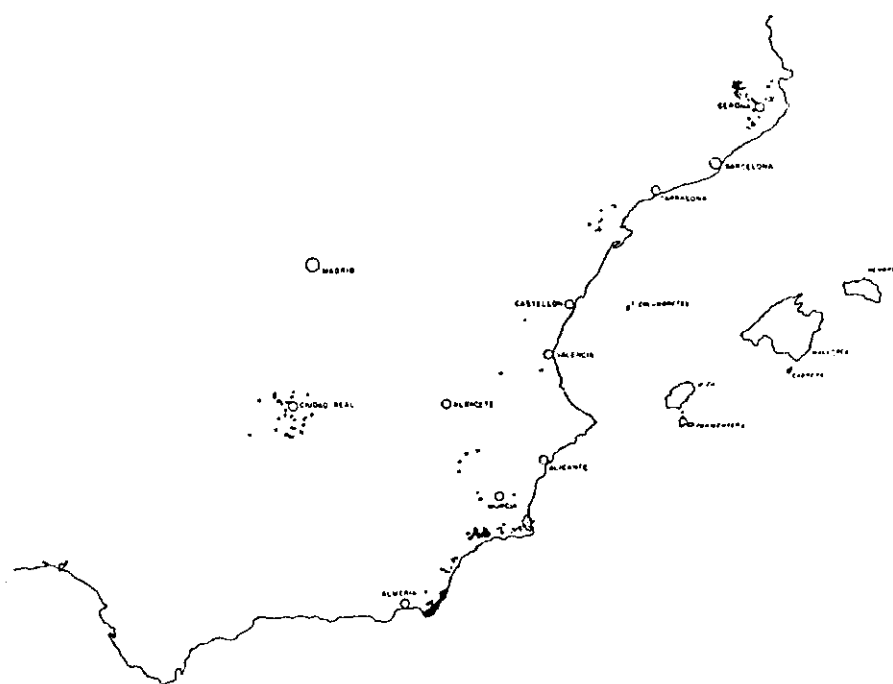


Fig. 56. Localización de las regiones volcánicas mio-pleistocenas peninsulares.

Región NE.

Las rocas volcánicas de esta región son en su mayor parte de afinidad basáltico alcalina: basanitas leucíticas, basanitas s.s., basaltos olivínicos y traquitas. Los tres primeros grupos presentan una gran homogeneidad petrográfica, con clinopiroxeno, olivino, plagioclasa y titanomagnetita como fases principales, y nefelina, leucita y analcima como fases minoritarias (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985). La coexistencia generalizada de plagioclasa y feldespatoïdes en estas rocas, permite distinguirlas de las de CC, desde un punto de vista petrográfico.

En la Tabla 21 se recogen los rangos de variación en elementos mayores y traza de los tipos petrológicos establecidos en la región NE, según datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1985) y López Ruiz (*com.per.*) para el sector de La Garrotxa. Se han elegido las rocas de este sector, ya que cubren el rango composicional de toda la región y son las que no han sufrido ningún tipo de alteración.

Por lo que respecta a los elementos mayores, las rocas de la región NE presentan un rango composicional mucho más restringido que las de CC. En general, la composición de aquellas es próxima a la de las nefelinitas y basaltos olivínicos de CC. Sin embargo, si se comparan entre sí las abundancias de las rocas de ambas regiones, se observa que para contenidos análogos en MgO, las rocas de CC están en general empobrecidas respecto a las de la región NE en FeO^t, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅, y sobre todo en SiO₂ y Al₂O₃.

La abundancia en elementos traza de las rocas de la región NE, es en general ligeramente inferior a la de las nefelinitas y basaltos olivínicos equivalentes de

TABLA 21. Rangos de variación en elementos mayores (%) y traza (ppm) en las basanitas leucíticas, basanitas s.s. y basaltos olivínicos de la región volcánica del NE de España.

	BASANITAS LEU.		BASANITAS S.S.		BASALTOS OLIV.	
	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.
SiO ₂	42.97	45.93	41.60	46.60	46.98	49.28
TiO ₂	2.10	2.85	2.25	2.68	2.34	2.60
Al ₂ O ₃	13.07	15.81	13.17	16.30	14.49	15.95
Fe ₂ O ₃	2.72	5.48	2.78	5.13	2.70	2.97
FeO	5.93	8.60	7.20	8.18	7.29	7.33
MnO	0.18	0.21	0.16	0.20	0.17	0.19
MgO	7.50	10.98	7.05	9.79	7.16	7.32
CaO	8.93	10.74	9.75	11.07	9.05	9.60
Na ₂ O	3.74	4.50	3.52	4.03	3.81	3.98
K ₂ O	1.90	2.49	1.40	1.76	1.39	1.72
P ₂ O ₅	0.57	0.85	0.45	0.62	0.45	0.50
H ₂ O	1.15	1.62	1.28	1.80	1.13	1.22
Rb	50	72	28	40	28	43
Ba	776	992	482	707	500	673
Sr	843	1117	706	863	703	704
La	49.00	81.40	33.60	43.90	36.60	40.30
Ce	98.00	166.00	72.00	95.00	78.00	83.00
Nd	45.00	68.00	35.50	45.50	35.10	36.60
Sm	8.20	11.20	6.90	8.30	6.80	6.90
Eu	2.53	3.29	2.27	2.64	2.18	2.25
Tb	0.98	1.20	0.92	1.05	0.87	0.91
Yb	2.11	2.51	1.87	2.07	1.92	1.92
Lu	0.29	0.40	0.24	0.32	0.29	0.30
Y	23	29	21	23	22	22
Zr	220	390	165	200	175	221
Hf	5.10	8.20	4.20	4.90	4.20	4.80
Ta	4.43	7.00	3.09	4.17	3.36	4.10
Pb	4	10	5	10	—	6
Th	5.10	9.30	2.91	4.29	3.71	4.43
U	1.40	2.40	0.72	1.09	0.98	1.21
Sc	17.0	25.5	21.6	25.6	18.6	21.9
V	205.0	273.0	196.0	277.0	193.0	207.0
Cr	140.0	338.0	144.0	210.0	164.0	200.0
Co	22.0	50.1	41.4	55.8	42.1	42.7
Ni	83.0	319.0	69.0	145.0	67.0	103.0
Cu	22.0	44.0	41.0	46.0	41.0	45.0

Análisis tomados de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1985) y López Ruiz (*com. per.*).

CC. En la figura 57, se han proyectado los diagramas spider y de TR para las rocas de la región NE. La pauta de ambos diagramas es similar a la de las nefelinitas y basaltos olivínicos de CC. Sin embargo, las rocas de la región NE y en especial las basanitas leucíticas, se caracterizan por una mayor abundancia en elementos de gran radio y carga baja (fundamentalmente, Ba y Rb). Por lo que respecta a las TR, aunque la pauta de estas rocas es análoga a la que exhiben las rocas equivalentes de CC, el grado de fraccionación de las primeras es inferior al de las segundas, como reflejan los valores medios $(La/Yb)_N$ para basanitas leucíticas, basanitas s.s. y basaltos olivínicos (18.9, 13.1 y 13.2, respectivamente).

Las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} de estas rocas, oscilan entre 0.7035 y 0.7044 (Araña *et al.*, 1983), y los valores $\delta O^{18}(‰)$ entre +5.62 y +6.53 (Benito *et al.*, 1991). Ambas relaciones son equivalentes a las obtenidas para las rocas de CC y a las que se observan en los basaltos alcalinos primarios de CRZ.

Según el modelo petrogenético propuesto para las rocas basálticas del NE (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985, y López Ruiz *et al.*, 1986), los magmas primarios se generaron por bajos grados de fusión (7-10% para las basanitas leucíticas y 13-15% para las basanitas s.s. y los basaltos olivínicos), a partir de un manto lherzolítico homogéneo, enriquecido respecto a los valores condriticos ($\times 15$ - $\times 2$), en el que kaersutita, flogopita y apatito estaban ausentes como fases residuales. Posteriormente, algunos líquidos primarios sufrieron una fraccionación moderada ($\sim 20\%$) de Ol+Cpx+Mt. Si los líquidos primarios de CC son consecuencia de un proceso de fusión análogo al de las rocas del NE, las diferencias observadas entre los basaltos de ambas regiones son probablemente consecuencia de una diferente composición del manto fuente y/o diferentes grados de fusión parcial.

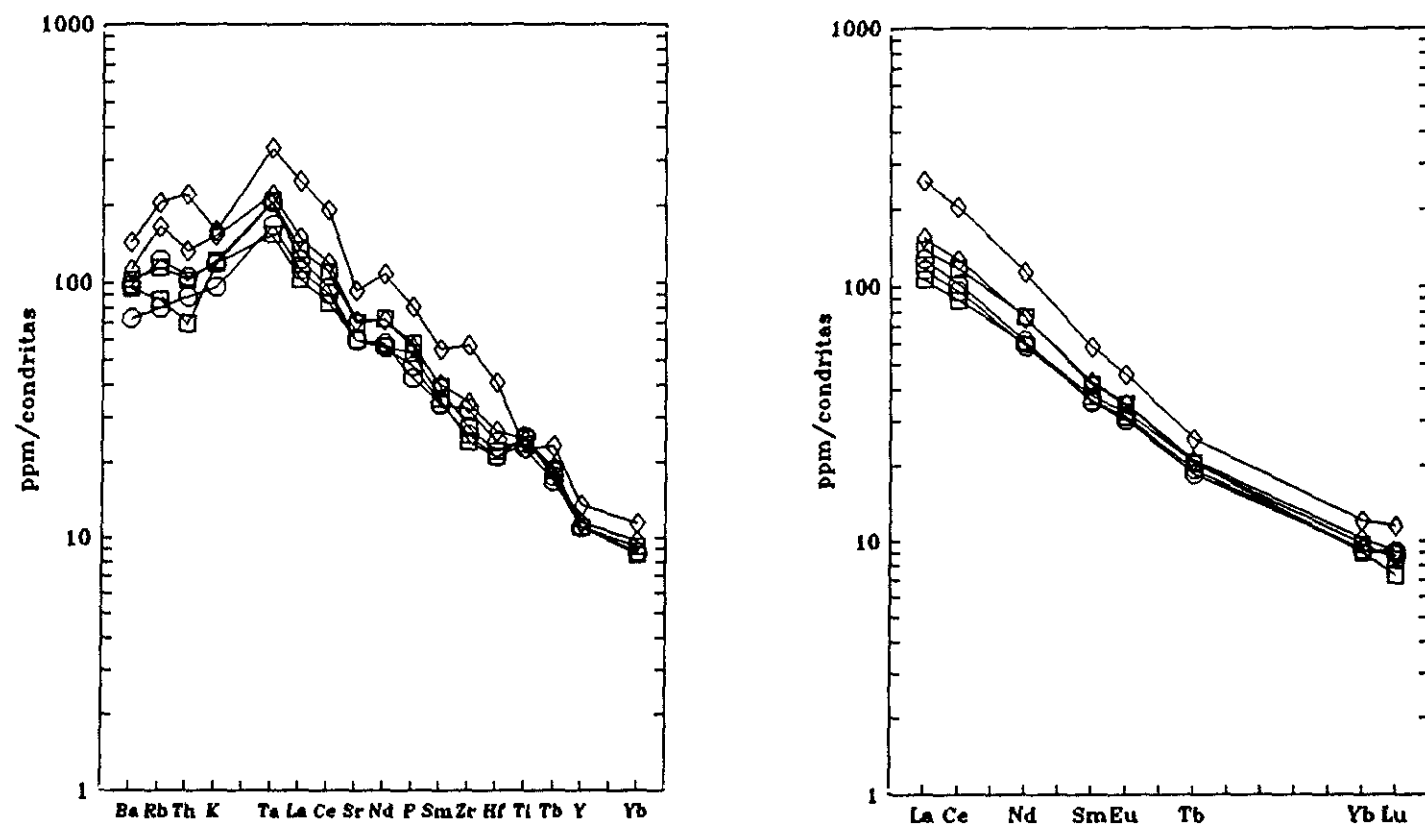


Fig. 57. Diagramas spider y de TR para las basanitas leucíticas (\diamond), basanitas s.s. (\square) y basaltos olivínicos (\circ) de la región volcánica del NE de España (según datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985, y López Ruiz *com. per.*).

Región SE.

El volcanismo basáltico alcalino en la región SE, está restringido a una zona reducida al noroeste de Cartagena. Los basaltos olivínicos de esta región, están típicamente constituidos por olivino, augita y plagioclasa, junto con magnetita y analcima (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980). En estas rocas son frecuentes los enclaves de dunitas y harzburgitas (Sagredo, 1972), de acumulados de piroxeno y anfíbol (Sagredo, 1973) y de rocas metamórficas (Navarro, 1973). Por lo que respecta a los elementos mayores, estas rocas presentan una gran homogeneidad composicional. Si se comparan con los basaltos olivínicos de CC, éstos últimos están mucho más enriquecidos en MgO y muy empobrecidos en Al_2O_3 y también, aunque en menor medida, en Na_2O y P_2O_5 .

El diagrama spider de los basaltos de la región SE (Fig. 58), se caracteriza por una elevada dispersión en Rb y Th, lo que se refleja en la existencia de un grupo de rocas que presentan una gran anomalía negativa en Rb y K, y abundancias superiores en Ni y Cr. Si se ignora este último grupo, los basaltos del SE presentan abundancias ligeramente superiores en Ba y P e inferiores en K y Zr, respecto a las rocas equivalentes de CC (fundamentalmente, las nefelinitas).

Sector Cofrentes-Picasent.

La actividad volcánica en este sector está únicamente representada por tres afloramientos en la zona de Cofrentes (nefelinitas olivínicas) y uno en Picasent (traquibasaltos). Las nefelinitas de Cofrentes, están constituidas por fenocristales

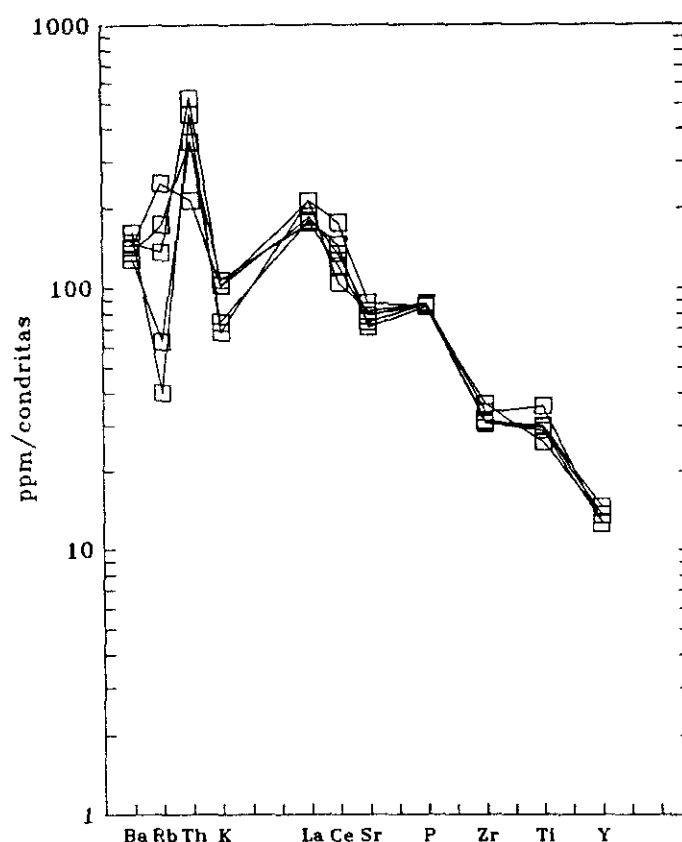


Fig. 58. Diagrama spider de los basaltos alcalinos de la región volcánica del SE de España (según datos de López Ruiz, *com. per.*).

de olivino y augita como fases mayoritarias, y nefelina, biotita, óxidos de Fe-Ti y analcima como fases minoritarias. Las rocas de este sector muestran diferentes grados de alteración, lo que se refleja en la iddingsitización del olivino y la frecuente presencia de carbonatos y ceolitas en vacuolas y fisuras (Ancochea *et al.*, 1984).

Los análisis realizados por los autores antes citados, demuestran una gran homogeneidad composicional en cada zona y el mayor grado de alteración de los basaltos de Picasent. Las nefelinitas de Cofrentes y de CC, presentan abundancias en elementos mayores muy semejantes. Sin embargo, las primeras están enriquecidas en SiO_2 , CaO y K_2O , y empobrecidas en Na_2O y P_2O_5 respecto a las

segundas, para valores análogos de MgO, si bien las nefelinitas de CC son por lo general más ricas en este óxido. Por lo que respecta a los elementos traza, sus abundancias y la pauta del diagrama spider de las nefelinitas de Cofrentes (Fig. 59), son análogas a las de CC, salvo por una mayor abundancia en La y P y ligeramente inferior en Zr.

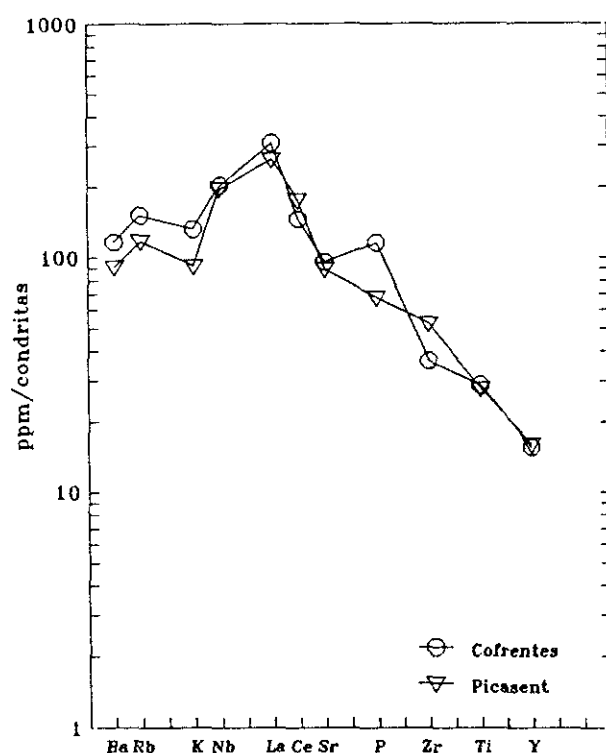


Fig. 59. Diagrama spider para los basaltos alcalinos del sector Cofrentes-Picasent (según datos de Ancochea *et al.*, 1984).

El modelo petrogenético propuesto para estas rocas (Ancochea *et al.*, 1984), es análogo al de los basaltos alcalinos de la región NE. Si las rocas de CC se han generado por un proceso semejante al de dichas áreas volcánicas, la mayor similitud con las nefelinitas de Cofrentes, sugiere que la composición del manto en CC es más cercana a la de este sector y que el grado de fusión ha sido análogo.

Ambiente geodinámico del volcanismo peninsular.

La distribución espacial de los tipos petrológicos de la región SE, así como otros datos geológicos, sugieren que el magmatismo se desarrolló en dos etapas. En la primera, de edad probablemente oligocena y de carácter compresivo, tuvo lugar una subducción y la contaminación del manto. Durante la segunda etapa, distensiva, se produjo la generación y extrusión de las rocas volcánicas (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1984). Esta etapa distensiva se desarrolla desde el Mioceno hasta el Cuaternario y es un fenómeno que se observa en todo el borde mediterráneo y en Europa central y occidental. El volcanismo que aparece asociado a este ambiente tectónico, a excepción de la región SE, es de carácter alcalino, análogo al de la región NE (ver p.ej. Wimmenauer, 1974 y Wilson y Downes, 1991).

La región de CC también presenta los caracteres de dicho volcanismo, por lo que su origen está probablemente relacionado con un régimen distensivo. Aunque este ambiente tectónico explica en parte la aparición del volcanismo reciente en Europa central y occidental, el origen concreto de cada provincia volcánica depende de la historia geológica de la región. En el caso de CC, la generación de una zona de extensión cortical está posiblemente relacionada con la evolución del orógeno bético (ver capítulo 6).

Capítulo 4

GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA.

El paso previo para fijar las condiciones de presión y temperatura de una roca, es conocer las paragénesis estables de la misma. Puesto que los magmas se pueden considerar disoluciones homogéneas de todos los componentes que se hallan en la roca, se puede asumir, si no hay evidencias en contra, que todos los minerales coexistentes se encuentran en equilibrio. Una vez determinadas las asociaciones de fases estables, es necesario establecer los equilibrios que las representen. A partir de estas reacciones y de la expresión ampliada de ΔG_R^0 :

$$\Delta G_R^0 = \Delta H_{lbar,T} - T \Delta S_T^0 + (P-1) \Delta V^0 + RT \ln K \quad [2]$$

tomadas $\Delta H_{lbar,T}$, ΔS_T^0 y ΔV^0 como constantes, es posible obtener para cada equilibrio una curva univariante en el espacio P-T. La utilización de una reacción como geotermómetro o geobarómetro, depende de su mayor sensibilidad a la temperatura o a la presión, respectivamente. Puesto que en la mayoría de los equilibrios en reacciones de intercambio catiónico, las variaciones de volumen son mínimas ($\Delta V^0 \approx 0$), el factor correspondiente a la presión en la expresión [2]

queda eliminado. Esto explica que existan mayor número de geotermómetros que geobarómetros.

La calibración de geotermómetros desde un punto de vista puramente termodinámico suele plantear serias dificultades (no idealidad de las soluciones, disponibilidad de las constantes termodinámicas, etc.). En consecuencia, la mayor parte de los geotermómetros y geobarómetros, han sido calibrados de forma empírica. El método más utilizado es obtener una regresión lineal de la constante de equilibrio (K) respecto a la temperatura, para una serie de datos experimentales. Puesto que tanto la energía libre de la reacción (ΔG_R^0), como los coeficientes de actividad, son función de la temperatura, es posible agrupar dichas incógnitas en un único término, cuya relación con la constante de equilibrio se expresa mediante la recta calculada. Como se puede suponer, la aplicación de los geotermómetros empíricos está limitada a sistemas similares al que se empleó para su calibración.

GEOTERMÓMETROS APLICABLES A LAS ROCAS DE CAMPO DE CALATRAVA.

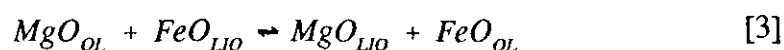
En los siguientes apartados se discuten brevemente las características de una serie de geotermómetros aplicables a las rocas basálticas de CC.

Olivino-líquido.

Los estudios experimentales sobre la distribución de los cationes divalentes entre olivino y líquidos basálticos (p.ej. Roeder y Emslie, 1970 y Leeman, 1974), han

puesto de manifiesto que el logaritmo del coeficiente de reparto de dichos cationes varía de forma lineal respecto a $1/T$. Esta propiedad, ha sido utilizada por diferentes autores para la calibración de geotermómetros basados en el equilibrio olivino-líquido.

La distribución del hierro ferroso y magnesio entre el olivino y el fundido basáltico coexistente, se pueden relacionar mediante la expresión:



La solución sólida de olivino se puede considerar ideal a altas temperaturas (Bowen y Schairer, 1935 y Bradley, 1962), por lo que la constante de equilibrio de esta reacción se puede calcular a partir de las fracciones molares de las especies en solución, siendo los coeficientes de actividad cercanos a la unidad. A partir de esta premisa, Roeder y Emslie (1970) realizaron un estudio experimental de la ecuación [3] en el intervalo de temperaturas 1150°-1300°C a 1 atmósfera de presión y bajo una fO_2 entre 10^{-7} y 10^{-12} atmósferas. Mediante la proyección de 27 datos experimentales en un diagrama $\log D-1000/T$, obtuvieron las expresiones:

$$\log \frac{X_{MgO}^{OL}}{X_{MgO}^{LIQ}} = \frac{3740}{T} - 1.87 \quad [4]$$

$$\log \frac{X_{FeO}^{OL}}{X_{FeO}^{LIQ}} = \frac{3911}{T} - 2.50 \quad [5]$$

Estas expresiones se pueden utilizar para obtener la temperatura de cristalización de olivinos, aunque con ciertas limitaciones. Puesto que en la actualidad, los análisis de olivino se suelen efectuar mediante microsonda electrónica, no es posible conocer el contenido en Fe^{2+} . Por otro lado, el valor de $f\text{O}_2$ influye decisivamente en la distribución del hierro entre el olivino y el líquido, lo que restringe el uso de la ecuación [5] al rango de fugacidad de oxígeno presente durante la calibración. Estas limitaciones justifican el uso preferente de la ecuación [4].

Además de su utilización como geotermómetro, la reacción [3] permite determinar, a partir de la relación Mg/Fe^{2+} de una de las fases (olivino o líquido), la composición de la otra. En efecto, si se restan las ecuaciones [4] y [5], y se ajustan términos, se obtiene la expresión:

$$\log \frac{X_{\text{FeO}}^{\text{OL}} X_{\text{MgO}}^{\text{LIQ}}}{X_{\text{FeO}}^{\text{LIQ}} X_{\text{MgO}}^{\text{OL}}} = \log K_D = \frac{171}{T} - 0.63 \quad [6]$$

que relaciona la temperatura con la constante de distribución K_D del equilibrio [2]. En las experiencias de Roeder y Emslie (1970), esta constante mostraba un valor fijo (0.30 ± 0.03) en un amplio rango de composición y temperatura.

Siguiendo una aproximación similar, Leeman y Scheidegger (1977) calibraron un nuevo geotermómetro olivino-líquido. Estos autores calcularon los valores de $D_{\text{ol/liq}}^i$ para varios cationes y obtuvieron regresiones lineales para Mg, Fe^{2+} , Mn, Ni, y Co en diagramas $\ln D - 1/T$. Las rectas obtenidas, del tipo $\ln D = A/T + B$ (Tabla 22), pueden ser utilizadas como geotermómetros. En condiciones óptimas y si el par olivino-líquido se encuentra en equilibrio, las temperaturas obtenidas con cada uno de estos geotermómetros deben coincidir. Debido a la incertidumbre

en los parámetros de las regresiones y en los datos analíticos, se considera aceptable una variación de 100°C entre dichas temperaturas (Leeman y Scheidegger, 1977).

TABLA 22. Coeficientes de regresión lineal en diagramas $\ln D-1/T$ para Ni, Co, Mn, Fe^{2+} y Mg (según Leeman y Scheidegger, 1977).

$1/T(^{\circ}K)$	A	B	r
$\ln D_{Ni}$	13160 ± 834	-6.18 ± 0.53	0.991
$\ln D_{Co}$	9676 ± 316	-5.23 ± 0.20	0.968
$\ln D_{Mn}$	12184 ± 426	-7.96 ± 0.29	0.991
$\ln D_{Fe}$	9016 ± 425	-5.46 ± 0.27	0.987
$\ln D_{Mg}$	8916 ± 477	-4.29 ± 0.30	0.990

Los coeficientes A y B corresponden a una ecuación del tipo $\ln D = A/T + B$. El parámetro r es el coeficiente de correlación.

Una aproximación diferente al equilibrio olivino-líquido fue realizada por Longhi *et al.* (1978). A partir de un completo estudio experimental en basaltos lunares, estos autores observaron que el valor de K_D difería entre determinados grupos composicionales y que su valor varía de forma sistemática en función del contenido en TiO_2 del líquido. Esta variación en el valor de K_D (0.33 para basaltos pobres en Ti y 0.28 para los ricos en Ti) fue atribuida a variaciones en la estructura del líquido, condicionada por el contenido en Si, Al y álcalis. Esta relación se expresó mediante una regresión múltiple, del tipo:

$$K_D = A_0 + A_1 X_L^{Si} + A_2 X_L^{Al} + A_3 X_L^{Na+K} + A_4 [Fe/(Fe+Mg)]_L \quad [7]$$

donde los parámetros A_0 , A_1 , A_2 , A_3 y A_4 son constantes, cuyo valor se indica en la Tabla 23.

TABLA 23. Parámetros de las ecuaciones de regresión múltiple de la K_D del olivino, frente a Si, Al y Na+K (según Longhi *et al.*, 1978).

A_0	A_1	A_2	A_3	A_4	r
<i>Basaltos lunares (62 puntos)</i>					
-0.0238	0.761	—	—	—	0.86
-0.0316	0.863	-0.316	—	—	0.88
-0.0773	0.915	-0.313	—	0.039	0.89
-0.252	1.446*	-0.160	—	0.035	0.92
<i>Basaltos terrestres (19 puntos)</i>					
0.165	0.299	—	—	—	0.45
-0.0804	0.542	—	-0.594	—	0.62

r es el coeficiente de correlación. En el caso indicado con un asterisco, la variable independiente de A_1 es $(2Si/O)_L$.

Como consecuencia de estas observaciones, Longhi *et al.* (1978) obtuvieron rectas de regresión ($\log D = B/T + A$) para Fe y Mg en dos grupos de basaltos, con contrastada abundancia en Ti y diferente valor de K_D . Las correlaciones obtenidas fueron posteriormente mejoradas, mediante la introducción de un parámetro que reproduce el efecto de la composición del líquido en el valor de los coeficientes $D_{ol/liq}^{Mg}$ y $D_{ol/liq}^{Fe}$. En la Tabla 24, se indican los parámetros obtenidos en el cálculo de las rectas de regresión. Los coeficientes denominados "no convencionales", se refieren al cálculo del valor de $D_{ol/liq}^m$ mediante la expresión:

$$D_{ot-lq}^m = \frac{(X_{OL}^{mO} / X_L^{mO})}{\sqrt{X_L^{Si} / \sum X_L^i}} \quad [8]$$

TABLA 24. Coeficientes de las ecuaciones de regresión lineal del tipo $\log D = B/T + A$ para Fe^{2+} y Mg en basaltos lunares y terrestres (según Longhi *et al.*, 1978).

log D	puntos	B	A	r
<i>COEFICIENTES CONVENCIONALES</i>				
<i>Basaltos lunares pobres en Ti.</i>				
Fe	33	2841	-1.840	0.979
Mg	33	2798	-1.330	0.976
<i>Basaltos lunares ricos en Ti.</i>				
Fe	29	3131	-2.121	0.966
Mg	29	2955	-1.477	0.981
<i>COEFICIENTES COMPLEJOS</i>				
<i>Basaltos lunares pobres en Ti.</i>				
Fe	33	2806	1.647	0.986
Mg	33	2759	-1.135	0.982
<i>Basaltos terrestres (según datos de Roeder, 1974).</i>				
Fe	19	3463	-2.028	0.883
Mg	19	3469	-1.512	0.884

r es el coeficiente de correlación.

Como ya se ha indicado, la aplicación de geotermómetros como los descritos se limita al rango de composición, presión, temperatura, fO_2 , etc. en el que fueron calibrados. Por otro lado, dichas calibraciones se basan en el valor relativamente

constante de K_D . Sin embargo, este parámetro puede variar con la composición (Longhi *et al.*, 1978) y con la presión (Mysen, 1975). Para solventar este problema, Ford *et al.* (1983) utilizaron una aproximación diferente. Estos autores limitaron el rango de composiciones a las correspondientes a magmas naturales en los que cristaliza olivino, en un amplio rango de temperatura y presión (1074°-1600°C y 0-25Kb, respectivamente) y obtuvieron una serie de expresiones capaces de proporcionar los valores de la actividad de los componentes que forman dichos sistemas. A partir de ellas, se obtuvo una fórmula empírica equivalente a la ecuación [2], que permite modelizar la cristalización del olivino en condiciones en las que varían tanto los coeficientes de reparto como las K_D :

$$\ln \left[\frac{X_i^{Ol}}{X_i^L} \right] = C_0 + \frac{C_1}{T} + C_2 \frac{(P-1)}{T} +$$

$$+ C_3 \ln(1.5(X_{Mg}^L + X_{Fe^{2+}}^L + X_{Ca}^L + X_{Mn}^L + X_{Cr^{2+}}^L + X_{Ni}^L)) +$$

$$+ C_4 \ln(3 X_{Si}^L) + \sum C_j \ln(1 - X_j^L) \quad [9]$$

donde X_i^{Ol} representa la fracción molar de Mg, Fe^{2+} , Ca o Mn en el olivino; X_j^L , las fracciones de Al, Fe^{3+} , Ca, Na+K, Ti y P, en la fase líquida, y C_n coeficientes obtenidos por regresión lineal múltiple (Tabla 25).

Como en los geotermómetros anteriores, si se conoce el valor de la presión, la ecuación [9] permite calcular la temperatura de equilibrio para cada uno de los cationes considerados (T_{Mg} , T_{Fe} , T_{Ca} , o T_{Mn}). Sin embargo, como se desprende de los coeficientes de correlación para cada elemento, solo Mg y Fe^{2+} permiten obtener valores fiables. Por otro lado, puesto que todos los valores X_i del líquido son conocidos y la suma de los cationes divalentes en el olivino debe ser igual a 2/3, mediante un cálculo iterativo es posible determinar la composición del olivino

que se encuentra en equilibrio con dicho líquido y la temperatura a la que se alcanzaría dicho equilibrio (T_{sum}), para una presión dada. Como demuestran Ford *et al.* (1983), cuando el par olivino-líquido presente en la roca se encuentra en equilibrio, los valores de T_{sum} y T_{Mg} muestran una excelente correlación. En consecuencia, el cálculo de T_{sum} permite testar además el grado de equilibrio de un determinado par olivino-líquido.

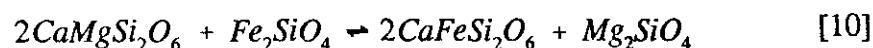
TABLA 25. Coeficientes de la ecuación de Ford *et al.* (1983), para la determinación de la temperatura de equilibrio de pares olivino-líquido, según el contenido en Fe^{2+} , Mg, Ca o Mn.

	Fe	Mg	Ca	Mn
C_0	-4.3250	-2.2008	-5.8754	-3.0754
C_1	6.5151×10^3	4.8967×10^3	6.5887×10^3	3.2985×10^3
C_2	3.5572×10^2	1.3804×10^2	1.9506×10^2	1.0425×10^3
C_3	-9.4621×10^1	-1.4993	-2.2726	-2.2661
C_4	-1.9957×10^1	-1.2674	-4.6612	-7.4177
C_5	1.4172	2.2394	9.8887	3.9865
C_6	6.4833×10^1	4.3926	1.3890	5.1326
C_7	1.8455×10^1	-1.5124	2.9767×10^2	-3.8596
C_8	5.1707×10^1	2.2680×10^1	2.8715	2.9700
C_9	3.2151	2.4709	1.6861×10^1	2.7083
C_{10}	1.1978	4.5012	-4.3358	-1.0350
r	0.996	0.993	0.79	0.70

r es el coeficiente de correlación.

Olivino-clinopiroxeno

El equilibrio olivino-clinopiroxeno se puede expresar mediante una típica reacción de intercambio catiónico:



Para la calibración de esta reacción como geotermómetro, Powell y Powell (1974) partieron de las siguientes premisas: 1) La solución sólida de olivino es ideal a altas temperaturas; 2) La distribución no ideal de cationes en la posición M1 del clinopiroxeno, se puede expresar mediante un modelo de soluciones regulares; 3) Fe^{2+} y Mg se distribuyen proporcionalmente entre las posiciones M1 y M2; 4) Al, Ti, Cr y Fe^{3+} se comportan de forma equivalente en la posición M1, y 5) En el rango de temperaturas $750^\circ\text{-}1500^\circ\text{C}$ la energía libre de la reacción [10] viene definida por la expresión:

$$\Delta G_R^0 = 10100 + 8T + 0.0435(P-1) \quad [11]$$

A partir de ellas, obtuvieron una expresión que describe la distribución de Fe-Mg en el clinopiroxeno. Esta ecuación se ajustó a una serie de ocho lavas, cuyas temperaturas de cristalización total se calcularon con el geotermómetro de óxidos de Fe-Ti de Buddington y Lindsley (1964). Finalmente, el ajuste obtenido fue formulado para su utilización como geotermómetro (Powell y Powell, 1974, 1975):

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{-2X_{\text{Al}} (920000 + 3.6P) - 0.0435(P-1) + 10100}{8 + 2R \ln \left[\frac{X_{\text{Mg,OL}}}{X_{\text{Fe,OL}}} \right] \left[\frac{X_{\text{Fe,M1}}}{X_{\text{Mg,M1}}} \right] - 714.3 (2X_{\text{Al}})} \quad [12]$$

Sin embargo, como demuestra Wood (1976), los resultados obtenidos a partir de este geotermómetro están sujetos a un elevado grado de incertidumbre. Entre otras

razones, este autor indica la inexactitud de algunas de las premisas, el reducido número de datos experimentales y el estrecho rango de condiciones P-T-composición considerado. A pesar de ello, es necesario tener en cuenta que para su discusión Wood (1976) presenta ejemplos sumamente alejados de las condiciones de calibrado empleadas por Powell y Powell, y una expresión incorrecta del geotermómetro.

Geotermómetros para clinopiroxenos.

La mayor parte de los geotermómetros que consideran la composición del piroxeno, se basan en la disminución del contenido en Ca que sufre el clinopiroxeno al aumentar la temperatura y la variación que en sentido inverso sufre el ortopiroxeno o la pigeonita coexistente. La reacción de transferencia de Ca está acompañada por otra de intercambio $Mg-Fe^{2+}$, lo que implica variaciones en la relación Mg/Fe^{2+} de los piroxenos que coexisten (Kretz, 1982). Aunque ambos equilibrios han sido calibrados por numerosos autores (p.ej. Wood y Banno, 1973; Saxena y Nehru, 1975; Wells, 1977; etc.), las formulaciones obtenidas no suelen contemplar la presencia de un único piroxeno rico en Ca. Este caso es considerado en los geotermómetros de Kretz (1982) y Lindsley (1983).

Kretz (1982), realizó un completo estudio de la influencia de la temperatura en los dos equilibrios mencionados. Por lo que respecta a la reacción de transferencia, la proyección de los datos experimentales de Lindsley y Dixon (1976), puso de manifiesto la linealidad de la relación entre el contenido en Ca del clinopiroxeno y $1/T$, y la existencia de una discontinuidad a 1080°C. Las rectas obtenidas, fueron posteriormente utilizadas para correlacionar el contenido

en Ca y la relación $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ de clinopiroxenos naturales, con la temperatura:

> 1080°C:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{1000}{0.468 + 0.246X^{\text{Cpx}} - 0.123 \ln (1-2 [\text{Ca}]^{\text{Cpx}})} \quad [13]$$

< 1080°C:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{1000}{0.054 + 0.608X^{\text{Cpx}} - 0.304 \ln (1-2[\text{Ca}]^{\text{Cpx}})} \quad [14]$$

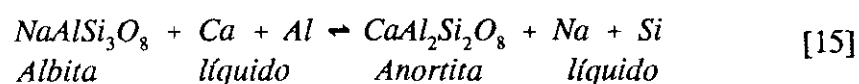
A partir de un estudio experimental, en un amplio rango de presión (1 atm.-15Kb) y temperatura (800°-1200°C), Lindsley (1983) desarrolló un geotermómetro gráfico, aplicable a asociaciones de dos o tres piroxenos, que puede ser utilizado para la determinación de la temperatura mínima de formación de un único piroxeno rico en Ca. Para la aplicación de este geotermómetro, es necesario calcular los componentes Wo, En y Fs del piroxeno según el método propuesto por Lindsley y Andersen (1983) y proyectarlos en uno de los diagramas definidos para diferentes condiciones de presión a 1 atm, 5 Kb, 10 Kb ó 15 Kb. A cualquier presión, las isothermas en la región del solvus correspondiente al clinopiroxeno son prácticamente iguales a las que se obtienen a partir del geotermómetro de Kretz (1982).

Linsley y Andersen (1983), estiman un error para su geotermómetro de $\pm 50^{\circ}\text{C}$. Sin embargo, la incertidumbre aumenta con la presencia de componentes que no se proyectan en el cuadrilátero Di-Hd-En-Fs, por lo que se aconseja no utilizar el geotermómetro cuando $\text{Wo}+\text{En}+\text{Fs} < 90\%$. Además, el esquema de

proyección probablemente no es adecuado en el caso de piroxenos con contenido alto en Al ($\approx 8\%$) (Lindsley, 1983).

Plagioclasa-líquido.

El geotermómetro plagioclasa-líquido fue calibrado por Kudo y Weill (1970) a partir de un estudio empírico de la reacción de intercambio:



En dicho estudio, se obtuvieron cuatro ecuaciones que relacionan la temperatura con la composición de la plagioclasa y el líquido coexistente, para una $p\text{H}_2\text{O}$ dada:

$$\begin{array}{ll} y(T) = 10.34 \times 10^{-3} T - 17.24 & \text{anhidro} \\ y(T) = 11.05 \times 10^{-3} T - 17.86 & p\text{H}_2\text{O}=0.5\text{Kb} \\ y(T) = 11.14 \times 10^{-3} T - 17.67 & p\text{H}_2\text{O}=1.0\text{Kb} \\ y(T) = 12.18 \times 10^{-3} T - 16.63 & p\text{H}_2\text{O}=5.0\text{Kb} \end{array} \quad [16]$$

donde $y(T)$ está definida por la expresión:

$$y(T) = \ln \frac{\lambda}{\sigma} + \frac{C\varphi}{-T} \quad [17]$$

en la que $\sigma = X_{\text{Ab}}/X_{\text{An}}$, $\lambda = (X_{\text{Na}}X_{\text{Si}}/X_{\text{Ca}}X_{\text{Al}})_{\text{liq}}$, $\varphi = (X_{\text{Ca}} + X_{\text{Al}} - X_{\text{Na}} - X_{\text{Si}})_{\text{liq}}$ y $C = 1.29 \times 10^4$.

Las temperaturas obtenidas mediante este geotermómetro son en general superiores a las obtenidas por medición directa y a las calculadas según otros geotermómetros aceptados como fiables.

Mathez (1973) consideró que tales divergencias son debidas a que la solución sólida de plagioclasa no es ideal. Por lo tanto, realizó una nueva calibración del geotermómetro de Kudo y Weill (1970) en la que incorporó nuevas experiencias y eliminó los datos que consideraban dicho carácter de la solución sólida. Las ecuaciones que obtuvo son:

$$\begin{array}{lll} y(T) = 11.76 \times 10^{-3}T - 19.01 & \text{anhidro} & \\ y(T) = 9.87 \times 10^{-3}T - 15.21 & pH_2O=0.5Kb & [18] \\ y(T) = 9.60 \times 10^{-3}T - 15.76 & pH_2O=1.0Kb & \end{array}$$

Por la misma razón, Drake (1976) calibró nuevamente el geotermómetro de Kudo y Weill (1970) con nuevos datos experimentales a 1 atmósfera de presión y en condiciones anhidras:

$$y(T) = 12.48 \times 10^{-3}T - 20.31 \quad [19]$$

Geotermómetros basados en la composición de líquidos basálticos.

Los trabajos experimentales sobre líquidos basálticos, han puesto de manifiesto la relación existente entre la abundancia de determinados elementos y la temperatura de cristalización de fases minerales (Cameron y French, 1977).

A partir de este hecho, French y Cameron (1981) formularon un geotermómetro para olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, mediante un sistema de regresión multivariante, en un espacio composicional de doce dimensiones. Puesto que establecer un ajuste multivariante general, implica errores de igual magnitud a los cometidos al estimar temperaturas por métodos gráficos, es preciso realizar regresiones independientes dentro de rangos composicionales lo más estrechos posible. Por este motivo, los autores citados, restringieron su estudio a líquidos de composición basáltica. Como tales, consideran a aquellos líquidos que al cristalizar a una atmósfera de presión, en condiciones standard, dan lugar a olivino, clinopiroxeno y plagioclasa como fases silicatadas principales (Cameron y French, 1977). Con el fin de reducir la magnitud de los errores, se realizó una nueva división en grupos composicionales. Para ello se aceptaron las cuatro clases de basaltos que establecen Cameron y French (1977), en función del orden de cristalización de las tres fases mencionadas: Clase 1 (Ol-Cpx-Plg), Clase 2 (Ol-Plg-Cpx), Clase 3 (Plg-Ol-Cpx) y Clase 4 (Plg-Cpx-Ol). French y Cameron (1981) realizaron regresiones independientes para cada uno de estos grupos, mediante expresiones del tipo:

$$T(^{\circ}C) = a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \dots + a_{12}x_{12} + K \quad [20]$$

donde a_1, \dots, a_{12} son los coeficientes obtenidos para cada uno de los doce óxidos considerados (Tabla 26); x_1, \dots, x_{12} , el porcentaje en peso de dichos óxidos, y K una constante.

Para la obtención de las temperaturas de cristalización de las tres fases, es necesario encuadrar cada basalto en una de las cuatro clases definidas. Para ello se aconseja el uso de las ecuaciones discriminantes desarrolladas por Cameron y French (1977). A continuación, las temperaturas se obtienen a partir de la

ecuación correspondiente a cada clase. El error medio estimado para este geotermómetro, oscila entre $\pm 3.1^{\circ}\text{C}$ y $\pm 25.9^{\circ}\text{C}$ (French y Cameron, 1981). En general, éste suele ser mayor en el cálculo de las últimas fases en cristalizar.

A partir de una aproximación análoga, Nathan y Van Kirk (1978) desarrollaron un modelo de evolución magmática con aplicación en geotermometría. Según estos autores, a presión constante la composición del líquido condiciona tanto la asociación mineral estable, como la composición de las fases que cristalizan y su temperatura de aparición. Para su modelo, Nathan y Van Kirk (1978) consideraron que la composición del líquido magmático queda convenientemente representada por nueve cationes (Si^{4+} , Al^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^{1+} y K^{1+}) y que el proceso de cristalización fraccionada se verifica a una atmósfera de presión y en ausencia de agua. Los minerales contemplados en el modelo son magnetita, olivino, augita, hiperstena, plagioclasa, nefelina, leucita y cuarzo.

Mediante un análisis estadístico análogo al propuesto por French y Cameron (1981), Nathan y Van Kirk (1978) desarrollaron una ecuación capaz de predecir la temperatura de equilibrio de cada fase, en función de la composición del magma inicial:

$$T(^{\circ}\text{K}) = a_0 + a_1\text{Al} + a_2\text{Ti} + a_3\text{Fe}^{3+} + a_4\text{Fe}^{2+} + a_5\text{Mg} + a_6\text{Ca} + a_7\text{Na} + a_8\text{K} + a_9(\ln \text{II}) + a_{10}\sqrt{\text{Al}(\text{Na}+\text{K})} \quad [21]$$

donde los símbolos químicos representan la fracción de dichos cationes en el líquido; los parámetros a_0, \dots, a_{10} , son constantes (Tabla 28), y el término II es la media geométrica de las fracciones de los cationes esenciales de cada mineral, multiplicadas de acuerdo a sus proporciones relativas (Tabla 27).

TABLA 26. Coeficientes de regresión de la ecuación de French y Cameron (1981) para olivino, plagioclasa y clinopiroxeno en cada clase de basalto.

	Olivino	Plagioclasa	Clinopiroxeno	Olivino	Plagioclasa	Clinopiroxeno
	<i>Basaltos de clase 1</i>			<i>Basaltos clase 2</i>		
SiO ₂	-24.53494	1.36445	-11.10583	-1.90311	-0.56570	1.39341
TiO ₂	-18.24102	-6.06152	-26.24547	5.79564	2.52292	5.02014
Al ₂ O ₃	-10.09799	-2.19667	-28.06518	3.16337	10.18436	0.09006
Fe ₂ O ₃	-12.80222	4.74574	-8.81572	-5.37539	-3.86671	2.54485
FeO	-11.43649	4.77375	-10.86060	-2.34966	-2.04956	0.93321
MnO	432.98562	-25.35302	-94.61387	-142.40372	-151.27134	-16.24604
MgO	1.18591	-0.85861	-16.62302	18.58658	1.19811	5.29665
CaO	-21.16504	1.55552	-15.39506	-1.40593	-3.72867	10.51798
Na ₂ O	-0.89264	0.80894	-4.46860	-5.32124	-11.76276	23.87817
K ₂ O	-19.62832	-6.63324	10.08080	7.42330	-28.22180	1.43194
H ₂ O	-31.64329	-2.09858	-35.87872	13.72067	4.45657	10.55541
P ₂ O ₅	-131.94797	-34.89658	7.69271	-29.45336	-13.38883	-52.04727
constante	2938.43503	1086.59205	2619.36411	1178.79204	1186.33485	849.21767
	<i>Basaltos de clase 3</i>			<i>Basaltos de clase 4</i>		
SiO ₂	1.31481	-12.14836	-7.67909	-15.55762	10.33961	-12.32413
TiO ₂	-6.54623	-17.12790	-10.50906	-2.18502	5.59667	1.12834
Al ₂ O ₃	2.50421	1.77319	-2.90980	-16.22358	21.59817	7.68922
Fe ₂ O ₃	4.28538	-7.14815	-6.71880	-25.69279	13.29186	-17.32761
FeO	3.16509	-7.74177	-7.47855	-21.48517	3.86954	14.01708
MnO	-1.03678	29.77268	-21.51794	-87.19960	-51.91193	110.66662
MgO	19.10210	-7.51757	-1.12793	1.33337	7.55158	-17.63845
CaO	1.04890	1.10313	0.94468	-27.65187	14.15711	-8.91155
Na ₂ O	14.53954	6.23481	-8.39300	-22.64512	-4.94958	-20.16747
K ₂ O	-15.16595	-23.43879	-18.02507	32.52622	-15.18539	-27.01375
H ₂ O	-6.08184	-17.88519	-14.32021	7.49756	13.25708	-9.96039
P ₂ O ₅	-15.27937	-41.78081	-27.90833	-40.47851	4.43957	-40.24773
constante	833.20595	1938.08941	1747.21910	2817.18627	113.01671	2338.28242

TABLA 27. Media geométrica de los cationes esenciales de los minerales considerados en la ecuación de Nathan y VanKirk (1978).

Mineral	II
Magnetita	$[(\text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+})^2]^{1/3}$
Olivino	$[(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})^2(\text{Si})]^{1/3}$
Hiperstena	$[(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})(\text{Si})]^{1/2}$
Augita	$[(\text{Ca})(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})(\text{Si})^2]^{1/4}$
Plagioclasa	$[(\text{Na} + \text{Ca})(\text{Al})(\text{Si})^3]^{1/5}$
Ortoclasa	$[(\text{K})(\text{Al})(\text{Si})^3]^{1/5}$
Leucita	$[(\text{K})(\text{Al})(\text{Si})^2]^{1/4}$
Nefelina	$[(\text{Na})(\text{Al})(\text{Si})]^{1/3}$

Para la modelización del proceso de cristalización fraccionada, a continuación se calcula la composición y el porcentaje de las fases fraccionadas. A partir de estos parámetros, se calcula la composición del líquido residual y se realiza de nuevo el cálculo de temperaturas. La repetición de este cálculo en sucesivos pasos, permite establecer la secuencia teórica de cristalización a 1 atm. en condiciones anhidras.

GEOBARÓMETROS APLICABLES A LAS ROCAS DE CAMPO DE CALATRAVA.

En el cálculo de geotermómetros para rocas volcánicas, se suele asumir que la presión de cristalización es aproximadamente igual a 1 atmósfera. Sin embargo, el contenido en volátiles de las rocas basálticas puede variar en un rango

TABLA 28. Coeficientes para el cálculo de la temperatura de cristalización de fases minerales en líquidos basálticos, según la ecuación de Nathan y VanKirk (1978).

Mineral	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}
Magnetita	1291	516	750	729	-292	560	139	-500	-738	84	381
Olivino	1022	88	-953	149	62	1208	345	-872	-274	50	1346
Hiperstena	1731	-848	-467	-456	-780	-62	-1000	-1733	-2129	189	989
Augita	1287	-197	-1008	-30	-291	559	241	-667	-130	110	806
Cuarzo	1598	-1204	-97	-914	-857	-224	-825	-2252	-2996	—	-575
Plagioclasa	1379	1328	812	681	97	443	36	-920	-1506	375	—
Ortoclasa	1144	1913	812	681	97	443	58	-751	-430	291	—
Leucita	1136	2227	362	362	362	1626	940	-1129	117	333	—
Nefelina	1266	1992	2124	1984	1063	2008	1211	419	1950	639	—

relativamente amplio, por lo que se han calibrado geobarómetros que permiten estimar el valor de la fugacidad de oxígeno (fO_2).

El mejor geobarómetro a este respecto, es el propuesto por Buddington y Lindsley (1964), posteriormente desarrollado por Powell y Powell (1977), Spencer y Lindsley (1981), y Andersen y Lindsley (1985). Este geotermómetro-geobarómetro está basado en el equilibrio magnetita-ilmenita, por lo que para su aplicación es necesario contar con dicho par. Como se ha indicado en el capítulo 2, los análisis realizados demuestran la existencia de ambos óxidos en las rocas de CC. Sin embargo, el número de determinaciones es muy reducido y revelan la existencia de fenómenos de alteración. Por lo tanto, se ha optado por la aplicación del método propuesto por Sack *et al.* (1980) y Kilinc *et al.* (1983).

Este método se basa en el efecto de la fugacidad de oxígeno sobre la relación Fe_2O_3/FeO en el magma. Según estos autores, dicha relación se puede expresar mediante la expresión:

$$\ln \left[\frac{X_{Fe_2O_3}^{liq}}{X_{FeO}^{liq}} \right] = a \ln fO_2 + \frac{b}{T} + c + \sum_i d_i X_i \quad [22]$$

donde T es la temperatura absoluta; a , b y c son constantes, y d_i son coeficientes que modifican las fracciones molares (X_i) de los óxidos Al_2O_3 , FeO^* , CaO , Na_2O y K_2O . Los valores de a , b , c y d_i se obtuvieron por regresión múltiple y se indican en la Tabla 29.

Este método, reproduce con gran exactitud los valores de fO_2 observados y los calculados a partir de los óxidos de Fe-Ti*. Sin embargo, este geobarómetro

*Esta ecuación se aplicó a las rocas calcoalcalinas del SE de España. La diferencia entre los valores de $\log fO_2$ calculados y los obtenidos por López Ruiz *et al.* (1984) fue inferior al error analítico.

plantea el inconveniente de la gran sensibilidad de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ a los fenómenos de alteración, por lo que su aplicación se debe restringir a las muestras más frescas.

TABLA 29. Coeficientes de regresión utilizados en el cálculo de $f\text{O}_2$ según la ecuación propuesta por Kilinc *et al.* (1983).

Coeficiente	Valor	Error (1σ)
a	0.2185	0.0044
b	12670	900
c	-7.54	0.55
d (Al_2O_3)	-2.24	1.03
d (FeO^1)	1.55	1.03
d (CaO)	2.96	0.53
d (Na_2O)	8.42	1.41
d (K_2O)	9.59	1.45

RESULTADOS OBTENIDOS.

Los geotermómetros y geobarómetros descritos, permiten calcular las condiciones de temperatura y $f\text{O}_2$ bajo las que cristalizaron las mayor parte de las fases minerales que constituyen las rocas de CC. Debido al relativamente elevado número de análisis y geotermómetros considerados, la cantidad de datos que resultan de este cálculo es muy alto (p.ej. solo en el caso de las melilititas, resultan 330 datos de temperatura para olivino). Por esta razón, en los siguientes

apartados se indican únicamente los valores medios y rangos de variación de cada geotermómetro, para cada uno de los grupos petrológicos considerados.

Olivino.

Como ya se ha indicado, para la aplicación de los geotermómetros del tipo cristal-líquido es necesario establecer la composición del líquido en equilibrio con las fases minerales en el momento de su cristalización. En general, aquel está representado por la matriz que rodea a los cristales. En el caso de rocas volcánicas en las que la proporción de fenocristales es reducida, la composición de la roca es muy próxima a la de la matriz, por lo que a efectos prácticos aquella se puede utilizar para el cálculo de las temperaturas de equilibrio. En nuestro caso, se ha aplicado esta última aproximación.

La existencia de equilibrio entre los cristales de olivino y el líquido, se ha evaluado mediante el método propuesto por Ford *et al.* (1983). En la figura 60, se puede comprobar el buen ajuste entre T_{Mg} y T_{sum} , lo que demuestra que la mayor parte de los pares olivino-líquido considerados se encuentran en equilibrio. Sin embargo, los olivinos más ricos en Mg muestran un mayor desajuste entre T_{Mg} y T_{sum} , lo que sugiere un origen xenolítico. Esta interpretación está apoyada por la presencia de olivinos de composición análoga en los enclaves de peridotita presentes en estas rocas. Asimismo, Ancochea (1982) sugiere un origen xenolítico para los olivinos con extinción ondulante, presentes en estas rocas.

Las temperaturas de cristalización de esta fase obtenidas con los distintos geotermómetros considerados, oscilan en un rango relativamente amplio (Tabla 30). Sin embargo, los valores extremos suelen corresponder a las ecuaciones con

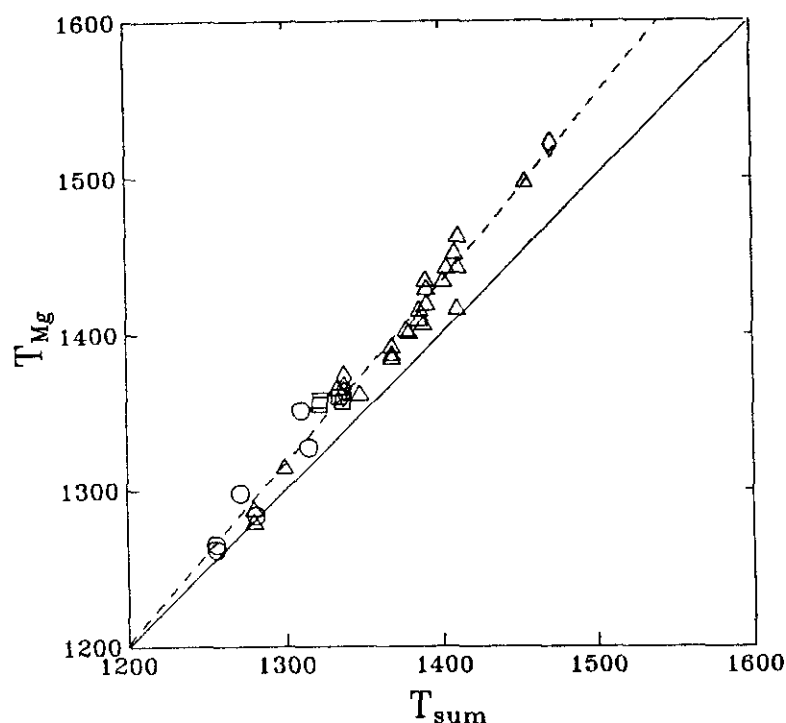


Fig. 60. Diagrama T_{Mg} - T_{sum} para las rocas de Campo de Calatrava (T_{Mg} : temperatura de equilibrio del par olivino-líquido basada en el contenido en Mg y T_{sum} : temperatura de aparición del primer olivino, según el geotermómetro de Ford *et al.*, 1983; ◇: leucitas; Δ: melilitas; □: nefelinitas; ○: basaltos olivínicos). Las temperaturas se expresan en °C.

mayor grado de incertidumbre (p.ej. geotermómetros basados en Fe^{2+} , Ca y Mn). Si estos geotermómetros son ignorados, el rango de temperaturas se restringe a un intervalo más estrecho ($\sim 1155^{\circ}$ - $1498^{\circ}C$).

En la figura 61, se han proyectado las temperaturas T_{Mg} obtenidas con los geotermómetros olivino-líquido de Leeman y Scheidegger (1977) [$T_{Mg}(L)$], Longhi *et al.* (1978) [$T_{Mg}(Lo)$] y Ford *et al.* (1983) [$T_{Mg}(F)$], frente a las del geotermómetro de Roeder y Emslie (1970) [$T_{Mg}(R)$]. En estos diagramas se puede comprobar el excelente ajuste entre $T_{Mg}(R)$ y $T_{Mg}(Lo)$. La correlación entre $T_{Mg}(R)$ y $T_{Mg}(L)$ es perfecta, aunque las temperaturas de este último

TABLA 30. Temperaturas de cristalización del olivino en las rocas de CC, según distintos geotermómetros.

		MELILITITAS	NEFELINITAS	BASALTOS	LEUCITITAS
T_{sum}	F	1372 (1280-1454)	1336 (1264-1376)	1301 (1256-1343)	1393 (1297-1471)
	R	1260 (1167-1343)	1241 (1237-1252)	1204 (1170-1245)	1254 (1220-1346)
T_{Mg}	L	1318 (1222-1405)	1299 (1295-1310)	1260 (1225-1303)	1312 (1277-1408)
	Lo	1253 (1161-1343)	1244 (1239-1254)	1217 (1181-1261)	1264 (1230-1356)
	F	1402 (1280-1498)	1357 (1355-1359)	1298 (1262-1351)	1404 (1361-1521)
T_{Fe}	R	1137 (1070-1188)	1131 (1097-1196)	1121 (1068-1157)	1062 (1041-1074)
	L	1207 (1134-1264)	1200 (1163-1273)	1190 (1132-1229)	1125 (1102-1138)
	Lo	1116 (1040-1174)	1118 (1081-1190)	1120 (1061-1160)	1047 (1026-1062)
	F	1157 (1064-1220)	1160 (1119-1235)	1184 (1113-1230)	1094 (1071-1122)
T_{Mn}	L	1304 (1210-1346)	1312	1195 (1110-1286)	1292 (1283-1297)
	F	1955 (1383-2253)	1974	1508 (1025-2058)	2014 (1596-2227)
T_{Ca}	F	2591 (2244-3133)	1854	1552	—
T_{liq}	N	1239 (1192-1277)	1226 (1195-1251)	1215 (1171-1236)	1269 (1217-1309)
	FC	1250 (1155-1332)	1249 (1196-1322)	1230 (1183-1266)	1230 (1134-1295)

T_{sum} : Temperatura de equilibrio del primer olivino en cristalizar, en función de la composición del líquido; T_{Mg} , T_{Fe} , T_{Mn} , T_{Ca} : Temperatura del par olivino-líquido en función del intercambio catiónico para Mg, Fe^{2+} , Mn y Ca, respectivamente; T_{liq} : Temperatura de cristalización del olivino en función de la composición del líquido; R: Roeder y Emslie (1970); L: Leeman y Scheidegger (1977); Lo: Longhi *et al.* (1978); F: Ford *et al.* (1983); N: Nathan y VanKirk (1978); FC: French y Cameron (1981).

geotermómetro son sistemáticamente mayores ($\sim +59^{\circ}\text{C}$). El geotermómetro de Ford *et al.* (1983) muestra las mayores temperaturas. En este caso, la discrepancia con el geotermómetro de Roeder y Emslie aumenta con el contenido en Mg del par olivino-líquido, de forma análoga a la variación indicada en la figura 60 entre $T_{\text{Mg}}(\text{F})$ y T_{sum} . Así, las mayores diferencias se producen en las leucititas y melilititas ($\sim +143^{\circ}\text{C}$, respecto a $T_{\text{Mg}}(\text{R})$), y disminuyen en las nefelinitas ($\sim +116^{\circ}\text{C}$) y basaltos olivínicos ($\sim +94^{\circ}\text{C}$).

Los geotermómetros de Roeder y Emslie (1970), Leeman y Scheidegger (1977) y Longhi *et al.* (1978), fueron obtenidos a partir de sistemas experimentales análogos, lo que explica la excelente correlación que se obtiene al enfrentar las temperaturas respectivas. El buen ajuste entre $T_{\text{Mg}}(\text{R})$, $T_{\text{Mg}}(\text{L})$, $T_{\text{Mg}}(\text{Lo})$ y T_{sum} , sugiere que las temperaturas obtenidas por dichos geotermómetros representan valores de equilibrio teóricos para la composición del olivino utilizada en el cálculo, mientras que $T_{\text{Mg}}(\text{F})$ representa la temperatura real de equilibrio de los pares olivino-líquido seleccionados. Esto es consecuencia de que, a excepción del geotermómetro de Ford *et al.* (1983), todas las calibraciones se basan en valores fijos de K_D , lo que es probablemente inexacto.

Los rangos de variación y valores medios de las temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro de French y Cameron (1981), son análogos a los de la ecuación de Roeder y Emslie (1970). Sin embargo, la correlación entre ambos geotermómetros es baja. Las temperaturas del geotermómetro de Nathan y VanKirk (1978), tampoco presentan correlación con las del par olivino-líquido y por lo general son inferiores a éstas.

La variación entre los grupos petrológicos queda reflejada en la figura 62. Como se puede comprobar, las melilititas cubren el rango de temperaturas de la serie melilititas-nefelinitas-basaltos olivínicos. Sin embargo, los valores medios

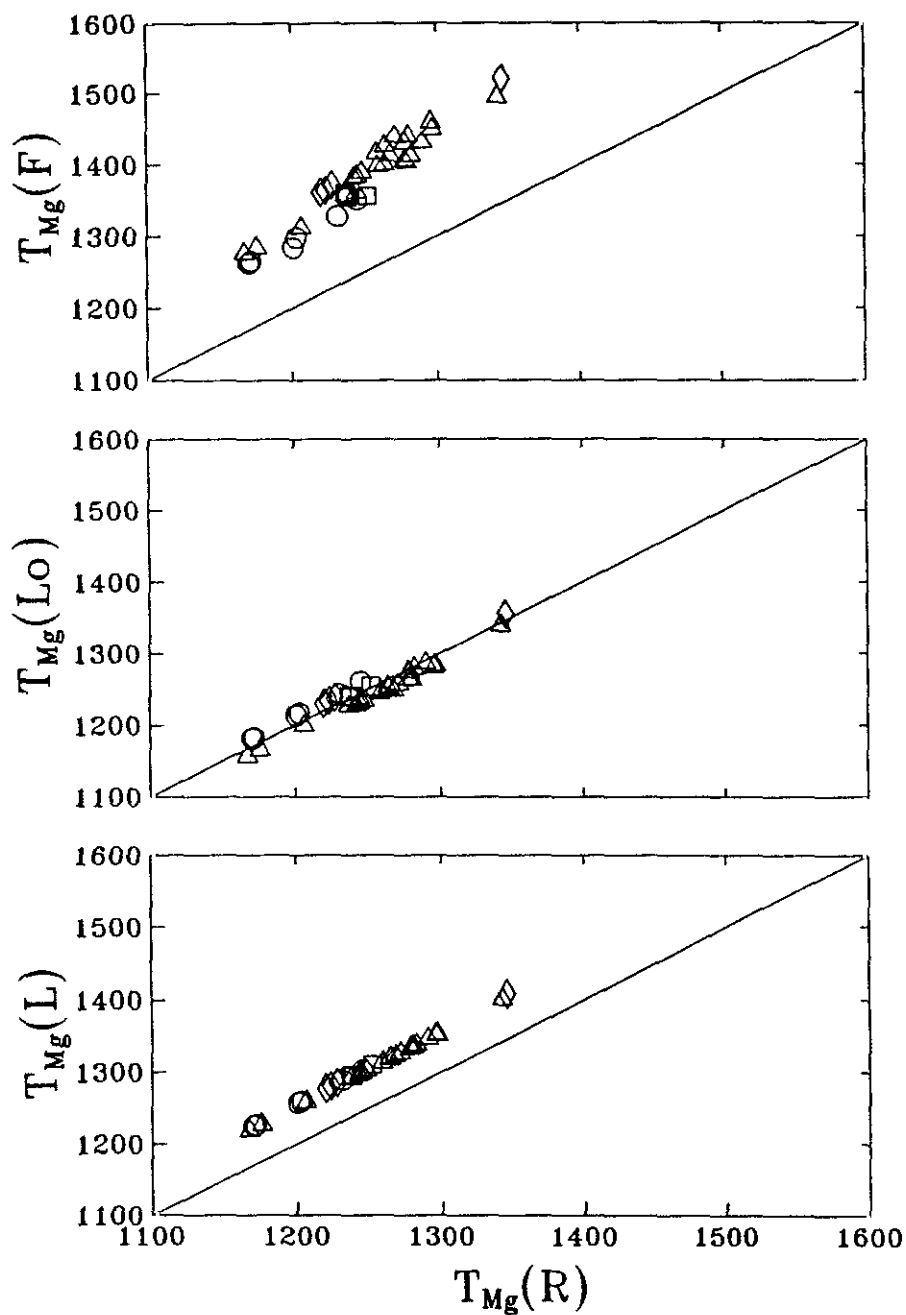


Fig. 61. Proyección de las temperaturas de equilibrio T_{Mg} del par olivino-líquido para las rocas de CC, según los geotermómetros de Leeman y Scheidegger (1977) [$T_{Mg}(L)$], Longhi *et al.* (1978) [$T_{Mg}(Lo)$] y Ford *et al.* (1983) [$T_{Mg}(F)$], frente a las del geotermómetro de Roeder y Emslie (1970) [$T_{Mg}(R)$]. El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 60.

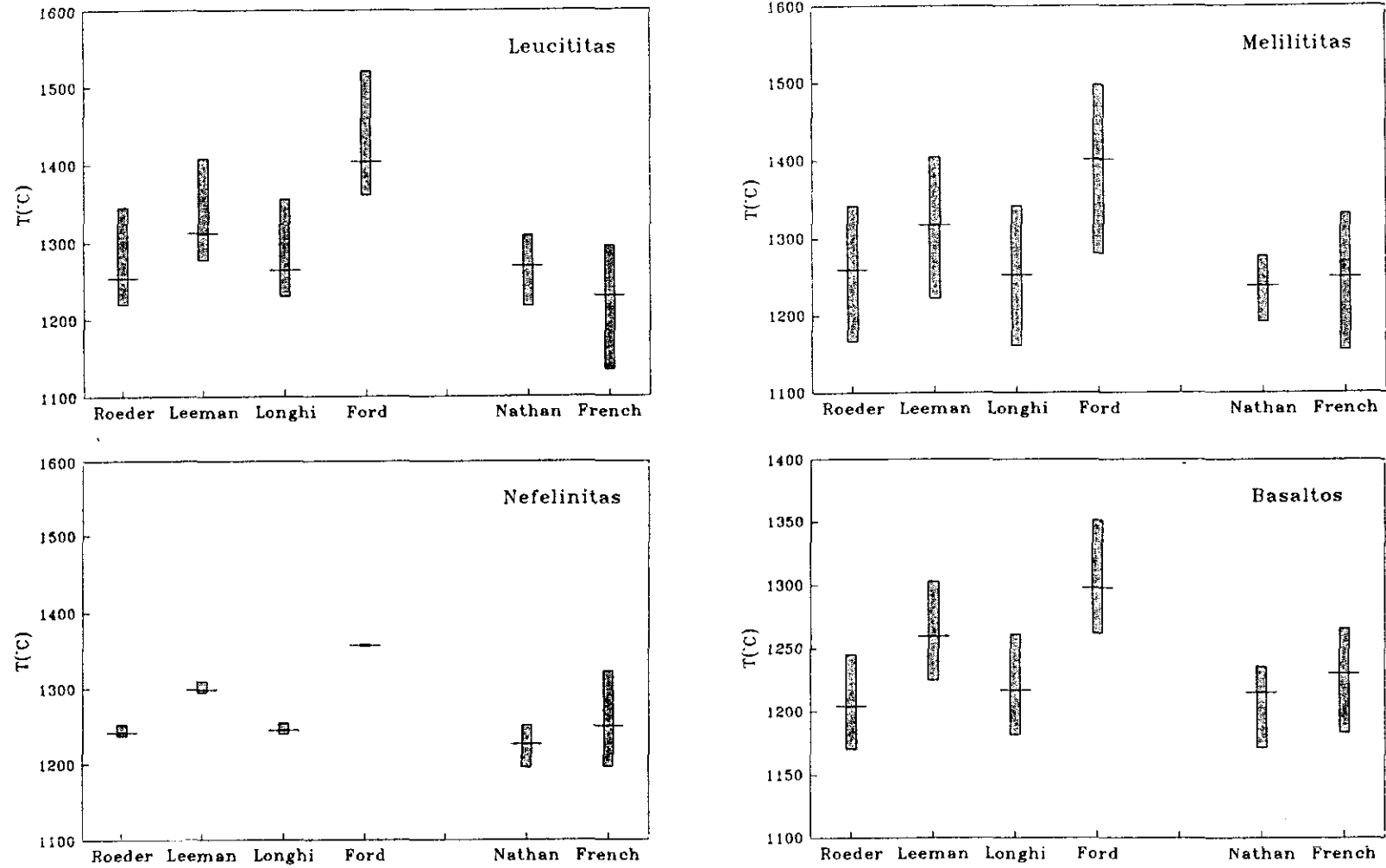


Fig. 62. Rangos de variación (barras verticales) y valor medio (línea horizontal) de las temperaturas de cristalización del olivino (°C) según los distintos geotermómetros considerados, en cada uno de los tipos petrológicos establecidos.

demuestran la existencia de una disminución de unos 100°C desde las primeras hasta los últimos. Las leucititas, presentan valores similares a los de las melilititas para todos los geotermómetros, excepto para el de Ford *et al.* (1983). En este caso, el valor medio obtenido está condicionado por la temperatura máxima del rango, que corresponde al par olivino-líquido que presumiblemente no se encuentra en equilibrio. La eliminación de esta muestra, proporciona resultados análogos a los de las melilititas ($T_{Mg}(F)=1366^{\circ}\text{C}$ [1361° - 1371°]).

Clinopiroxeno.

Debido a la existencia de zonación en el clinopiroxeno, antes de aplicar los geotermómetros es necesario establecer las relaciones de equilibrio entre las fases. Así, el equilibrio Ol-Cpx solo puede ser aplicado a las zonas de borde de los piroxenos, ya que no existen olivinos en contacto con los núcleos verdes. Asimismo, las texturas de disequilibrio de estos núcleos, implican que los geotermómetros de Nathan y VanKirk (1978) y French y Cameron (1981) solo pueden ser aplicados a las zonas de borde. Los únicos geotermómetros que se pueden utilizar para los núcleos verdes son los de Kretz (1982) y Lindsley (1983), ya que son independientes de la composición de las fases coexistentes.

En la Tabla 31 se recogen las temperaturas medias y rangos de variación de las zonas de borde de los clinopiroxenos en las rocas de CC. Como se puede observar, el geotermómetro de Powell y Powell (1974), proporciona un valor relativamente constante en torno a 1022°C para melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos, y ligeramente superior para leucititas. La constancia en las temperaturas que proporciona este geotermómetro fue observada por Wood (1976), quien demuestra que dicha ecuación es virtualmente independiente del

TABLA 31. Temperaturas de cristalización del clinopiroxeno en las rocas de CC, según distintos geotermómetros.

	MELILITITAS	NEFELINITAS	BASALTOS	LEUCITITAS
<i>Zonas de borde</i>				
T_{Ca}	649 (370-1024)	882 (655-1096)	693 (510-1129)	———
T_{Ol-Cpx}	1022 (1015-1033)	1022 (1019-1025)	1023 (1020-1026)	1030 (1026-1033)
$T_{liq} (N)$	1209 (1172-1232)	1199 (1178-1220)	1193 (1159-1208)	1237 (1212-1258)
$T_{liq} (F)$	1208 (1175-1250)	1194 (1163-1237)	1199 (1182-1208)	1278 (1252-1300)
<i>Núcleos verdes</i>				
T_{Ca}	650 (394-779)	812 (784-839)	694 (625-763)	———

T_{Ca} : Temperatura de equilibrio del clinopiroxeno, según el geotermómetro de Kretz (1982); T_{Ol-liq} : Temperatura de equilibrio del par olivino-clinopiroxeno, según el geotermómetro de Powell y Powell (1974); T_{liq} : Temperatura de cristalización del clinopiroxeno en función de la composición del líquido, según los geotermómetros de Nathan y VanKirk (1978) [N] y French y Cameron (1981) [F].

valor de K (a 1 bar de presión, un rango de $K=0.1-10$, implica un incremento de temperatura de solo 88°C). Por otro lado, este geotermómetro fue calibrado en un estrecho rango composicional, lo que implica errores cuando el par magnetita-ilmenita no coexiste con el clinopiroxeno y/o la relación $Al/2Ti$ de éste no es próxima a 1. Los piroxenos de las rocas de CC tienen una relación media $Al/2Ti \approx 2$ y en algunos casos alcanzan el valor 4. En consecuencia, las temperaturas obtenidas con este geotermómetro se pueden considerar inexactas.

Los geotermómetros de Kretz (1982) y Lindsley (1983), se basan en la disminución del contenido en Ca del clinopiroxeno al aumentar la temperatura. Por esta razón, los piroxenos de las rocas de CC (Tabla 31 y Fig. 63) suelen proporcionar temperaturas bajas. Puesto que los núcleos verdes y las zonas de borde tienen abundancias en Ca análogas, no existen diferencias significativas de temperatura entre las distintas zonas. Los resultados del geotermómetro de Lindsley (1983) para un único clinopiroxeno rico en Ca a cualquier presión son equivalentes a los de la ecuación de Kretz (1982). Aunque este último autor no establece restricciones composicionales para la aplicación de su ecuación, Lindsley (1983) advierte que la utilización de estos geotermómetros está restringida a aquellas composiciones en las que la suma de los componentes $Wo+En+Fs$ (calculados según el método de Lindsley y Andersen, 1983) es superior a 90%. La mayor parte de los piroxenos de las rocas de CC incumplen esta condición, por lo que las temperaturas obtenidas por estos geotermómetros se pueden considerar inexactas.

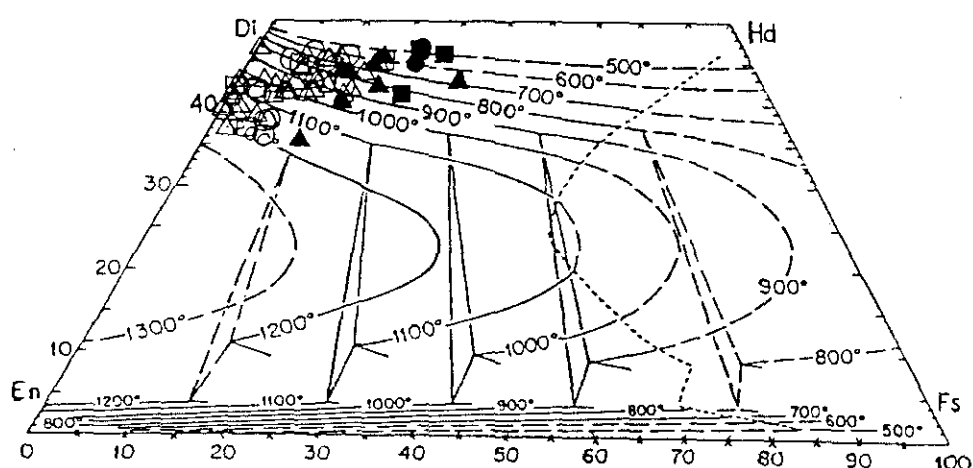


Fig. 63. Proyección de los clinopiroxenos de las rocas de CC en el geotermómetro de Lindsley (1983) para uno o dos piroxenos a 1 atmósfera de presión. El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 60 (símbolos vacíos: zonas de borde; símbolos negros: núcleos verdes).

Los geotermómetros para clinopiroxeno basados en la composición de líquidos magmáticos, tienen el inconveniente de la sensibilidad de esta fase frente a factores que no se contemplan en dichas ecuaciones (p.ej. el contenido en volátiles). Sin embargo, como se desprende de los apartados anteriores, son las únicas que pueden ser aceptadas para las rocas de CC. En la Tabla 31 se puede observar la gran coincidencia en los valores medios y rangos de variación obtenidos a partir de los dos geotermómetros considerados. Sin embargo, si las muestras se consideran individualmente, no existe buena correlación.

En la figura 64, se han proyectado los datos de la Tabla 31 de forma análoga al caso del olivino. Las variaciones de temperatura entre melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos se encuentran por debajo del error medio atribuido a los geotermómetros aceptados, por lo que se pueden considerar iguales. La única diferencia significativa se observa en el caso de las leucititas, cuya temperatura de cristalización es ligeramente superior (+37°-+78°C) a la del resto de los grupos.

Plagioclasa.

Por las razones expuestas al describir los geotermómetros plagioclasa-líquido, solo se han considerado las ecuaciones de Mathez (1973) para $p\text{H}_2\text{O}=0, 0.5$ y 1.0Kb ; la de Drake (1976) para $p\text{H}_2\text{O}=0\text{Kb}$, y la de Kudo y Weill (1970) para $p\text{H}_2\text{O}=5.0\text{Kb}$. Como para olivino y clinopiroxeno, también se han utilizado los geotermómetros de Nathan y VanKirk (1978) y French y Cameron (1981).

En la Tabla 32 y la figura 65, se recogen las temperaturas medias y rangos obtenidos a partir de los geotermómetros seleccionados para la plagioclasa. Todas

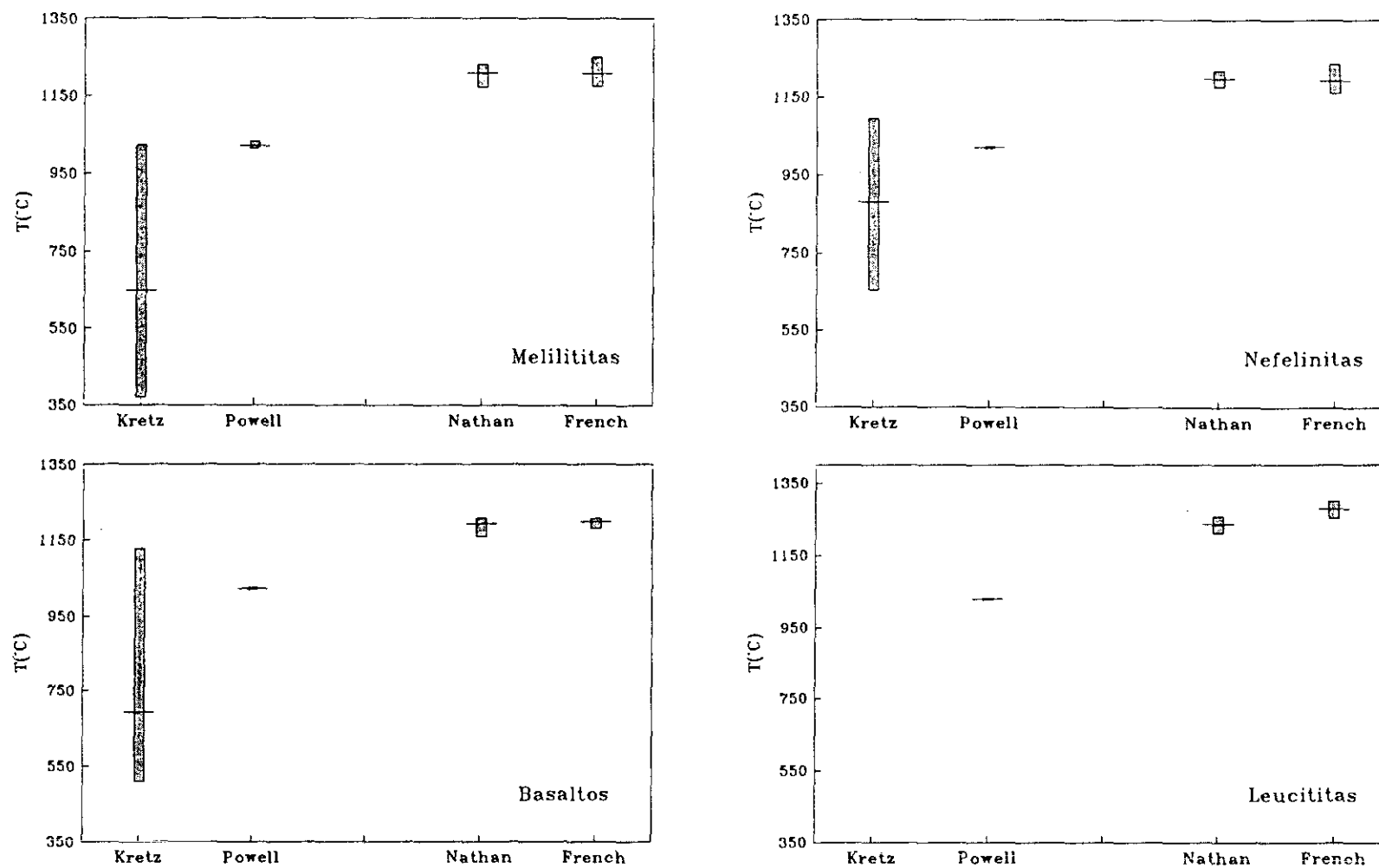


Fig. 64. Rangos de variación (barras verticales) y valor medio (línea horizontal) de las temperaturas de cristalización del clinopiroxeno (°C) según los distintos geotermómetros considerados, en cada uno de los tipos petrológicos establecidos.

TABLA 32. Temperaturas de cristalización de la plagioclasa en las rocas de CC, según distintos geotermómetros.

$P_{H_2O}=0Kb$	$T_{Plg-líq}$ (M)	1168 (1132-1196)
	$T_{Plg-líq}$ (D)	1193 (1160-1219)
	$T_{líq}$ (N)	1005 (985-1025)
	$T_{líq}$ (F)	1132 (1120-1142)
$P_{H_2O}=0.5Kb$	$T_{Plg-líq}$ (M)	1028 (978-1063)
$P_{H_2O}=1.0Kb$	$T_{Plg-líq}$ (M)	1150 (1103-1186)
$P_{H_2O}=5.0Kb$	$T_{Plg-líq}$ (K)	861 (815-886)

$T_{Plg-líq}$: Temperatura de equilibrio del par plagioclasa líquido, según los geotermómetros de Mathez (1973) [M], Drake (1976) [D] y Kudo y Weill (1970) [K]; $T_{líq}$: Temperatura de cristalización de la plagioclasa, en función de la composición del líquido, según los geotermómetros de Nathan y VanKirk (1978) [N] y French y Cameron (1981) [F].

las temperaturas corresponden a los cristales que constituyen la matriz. Los valores más altos corresponden al geotermómetro plagioclasa-líquido anhidro y las inferiores al calibrado bajo $pH_2O=5.0Kb$. La aplicación de los geotermómetros plagioclasa-líquido plantea la dificultad de establecer el valor de pH_2O . En las rocas de CC que contienen plagioclasa, no han cristalizado fases hidratadas por lo que el agua se ha debido comportar como un elemento incompatible durante la cristalización. Puesto que la plagioclasa es una fase tardía, en el momento de aparición de esta fase probablemente $pH_2O > 0$. La presencia de agua en basaltos alcalinos subsaturados es frecuente y explica el carácter explosivo de la mayor parte de las erupciones. Las determinaciones directas y los estudios experimentales indican que el contenido en H_2O de los basaltos de

intraplaca antes de su erupción oscila entre 0.05-4% (BVSP, 1981), por lo que valores de $p\text{H}_2\text{O}=5.0\text{Kb}$ resultan improbables.

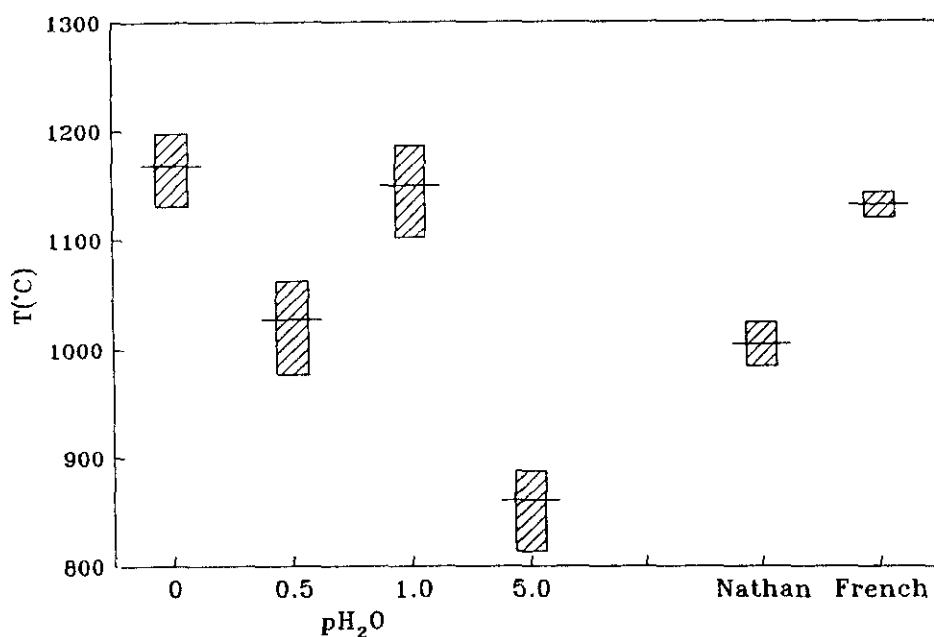


Fig. 65. Rangos de variación (barras verticales) y valor medio (línea horizontal) de las temperaturas de cristalización de la plagioclasa (°C) según los distintos geotermómetros considerados.

La eliminación de los valores extremos ($p\text{H}_2\text{O}=0$ y $p\text{H}_2\text{O}=5.0$), reduce notablemente el rango de temperaturas para la cristalización de la plagioclasa (978°-1186°C). Los rangos y valores medios de los geotermómetros de Nathan y VanKirk (1978) y de French y Cameron (1981), coinciden con el de Mathez (1973) para $p\text{H}_2\text{O}=0.5\text{Kb}$ y $p\text{H}_2\text{O}=1.0\text{Kb}$, respectivamente. Esto puede ser debido al diferente contenido en volátiles de los magmas utilizados en la calibración de los dos primeros geotermómetros.

Aunque no existen criterios para establecer el valor de $p\text{H}_2\text{O}$ y seleccionar uno de dichos rangos, si se tienen en cuenta las temperaturas estimadas para la fase

que precede a la plagioclasa en la secuencia de cristalización (Cpx), se puede concluir que el geotermómetro de Mathez (1973) para $p_{H_2O}=1.0$ es probablemente inexacto y que la temperatura de aparición de la plagioclasa debe oscilar entre 1142° y 978°C.

Feldespatoides y Melilita.

Los estudios experimentales sobre las soluciones sólidas de nefelinas (p.ej. Greig y Barth, 1938; Tuttle y Smith, 1958; Hamilton y McKenzie, 1960 y Hamilton, 1961), demuestran que el límite de estabilidad de éstas se sitúa en torno a los 1068°C y que existe una relación entre la proporción de SiO₂ en exceso y la temperatura de cristalización. Hamilton (1961) determinó los límites de soluciones sólidas de nefelina a 500°, 700° y 775°C, lo que permite una estimación relativa de las temperaturas de cristalización de nefelinas naturales. En la figura 66, se han proyectado dichas isotermas y los análisis de nefelinas realizados en las rocas de CC. Según este diagrama, las temperaturas de cristalización en melilititas y leucititas han oscilado entre el límite de estabilidad de las soluciones sólidas de nefelina (~ 1068°C) y temperaturas ligeramente inferiores a los 500°C.

El geotermómetro de Nathan y VanKirk (1978) permite calcular la temperatura de cristalización de la nefelina de forma más precisa. Los resultados obtenidos para melilititas y nefelinitas son análogos y oscilan entre 466°-905°C ($T_{media}=748^{\circ}C$) y 453°-896°C ($T_{media}=712^{\circ}C$), respectivamente, lo que coincide en general con la estimación realizada a partir del diagrama anterior. Por el contrario, las temperaturas calculadas para las leucititas (801°-1010°C, $T_{media}=910^{\circ}C$) discrepan con las estimaciones relativas.

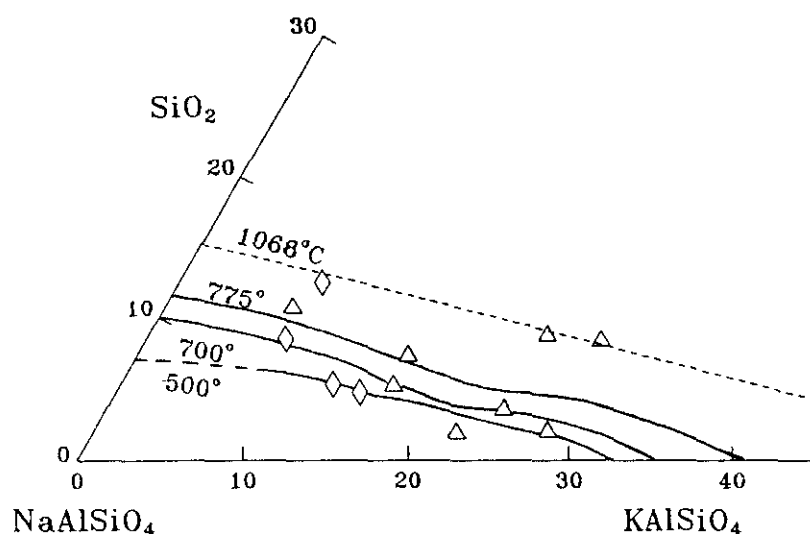


Fig. 66. Proyección de las nefelinas de las rocas de CC en el diagrama NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 , donde se indica el límite aproximado de estabilidad de las soluciones sólidas de nefelina a 1068°C (línea de trazos) y las isoterma a 500° , 700° y 775°C (según Hamilton, 1961). El significado de los símbolos es igual que en la Fig. 60.

Por lo que respecta a la leucita, el geotermómetro de Nathan y VanKirk (1978), sugiere una temperatura de cristalización relativamente uniforme, con un valor medio de 1137°C y un rango de variación entre 1108° - 1159°C . Puesto que las temperaturas de aparición de clinopiroxeno y nefelina en las melilititas, son próximas a las de las leucititas y la cristalización de la melilita se produce en un momento análogo al de la leucita, la temperatura de cristalización de la melilita debe ser también $\approx 1130^\circ\text{C}$.

Magnetita.

Como se ha indicado en el capítulo 2 y en la descripción de los geobarómetros aplicables a las rocas de CC, no ha sido posible establecer la temperatura de

cristalización del par magnetita-ilmenita a partir del geotermómetro de óxidos de Fe-Ti, por lo que se ha utilizado el geotermómetro de Nathan y VanKirk (1978). La determinación de la temperatura de cristalización de la magnetita, está fundamentalmente basada en la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ del magma. Por lo tanto, el cálculo se ha efectuado a partir de las rocas con menor grado de alteración y con el mayor número posible de éstas, lo que permite reducir el error desde un punto de vista estadístico.

Las temperaturas medias disminuyen ligeramente desde las melilititas (1266°C) hasta las nefelinitas (1243°C) y basaltos olivínicos (1230°), con rangos que oscilan entre $1201^\circ\text{-}1332^\circ\text{C}$, $1211^\circ\text{-}1282^\circ\text{C}$ y $1195^\circ\text{-}1281^\circ\text{C}$, respectivamente. Las leucititas proporcionan temperaturas análogas a las de los basaltos olivínicos (1231°C , $1189^\circ\text{-}1285^\circ\text{C}$).

Fugacidad de oxígeno.

El cálculo de la fugacidad de oxígeno a partir de la expresión [22], requiere fijar el valor de la temperatura y determinar con precisión la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Como es bien sabido, este último parámetro puede ser modificado por fenómenos de alteración. Por lo tanto, para este cálculo se han considerado únicamente las muestras más frescas. La estimación de la temperatura se puede realizar a partir de los geotermómetros utilizados.

La relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, probablemente ha variado durante la cristalización. Esto está apoyado por un ligero aumento de este parámetro en los líquidos diferenciados de cada grupo, respecto a los líquidos primarios correspondientes. Por otro lado, como se desprende de los apartados precedentes, la temperatura de

los magmas ha disminuido progresivamente a lo largo de la secuencia de cristalización. En consecuencia, para la aplicación de la ecuación [22] se debe seleccionar la temperatura del magma en el momento que poseía la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ observada.

En el caso de los líquidos primarios, si la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ conserva su valor primitivo, se puede utilizar la temperatura de cristalización del olivino para calcular el valor de $f\text{O}_2$ al comienzo de la cristalización. Para ello, se ha seleccionado la temperatura T_{sum} de Ford *et al.* (1983), ya que representa la temperatura de equilibrio del primer olivino en cristalizar. Por lo que respecta a la fugacidad de oxígeno en etapas posteriores de la evolución del magma, solo se puede obtener una aproximación a dicho parámetro si se seleccionan las temperaturas de las fases que cristalizan en último lugar (nefelina o plagioclasa) y los valores de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ de los líquidos más diferenciados. Para este cálculo, se han utilizado las temperaturas de nefelina y plagioclasa según el geotermómetro de Nathan y VanKirk (1978).

TABLA 33. Valor de la fugacidad de oxígeno ($-\log f\text{O}_2$) en las rocas de CC, calculada según la ecuación de Kilinc *et al.* (1983) para el comienzo y final de la cristalización.

	MELILITITA	NEFELINITA	BASALTO	LEUCITITA
OI	3.9 (1.3-6.3)	4.4 (3.3-6.0)	5.1 (3.7-6.2)	3.6 (2.1-5.3)
Nef	11.1 (11.0-11.2)	12.0 (10.2-13.7)	—	9.8 (7.6-12.0)
Plg	—	—	9.6 (9.0-10.1)	—

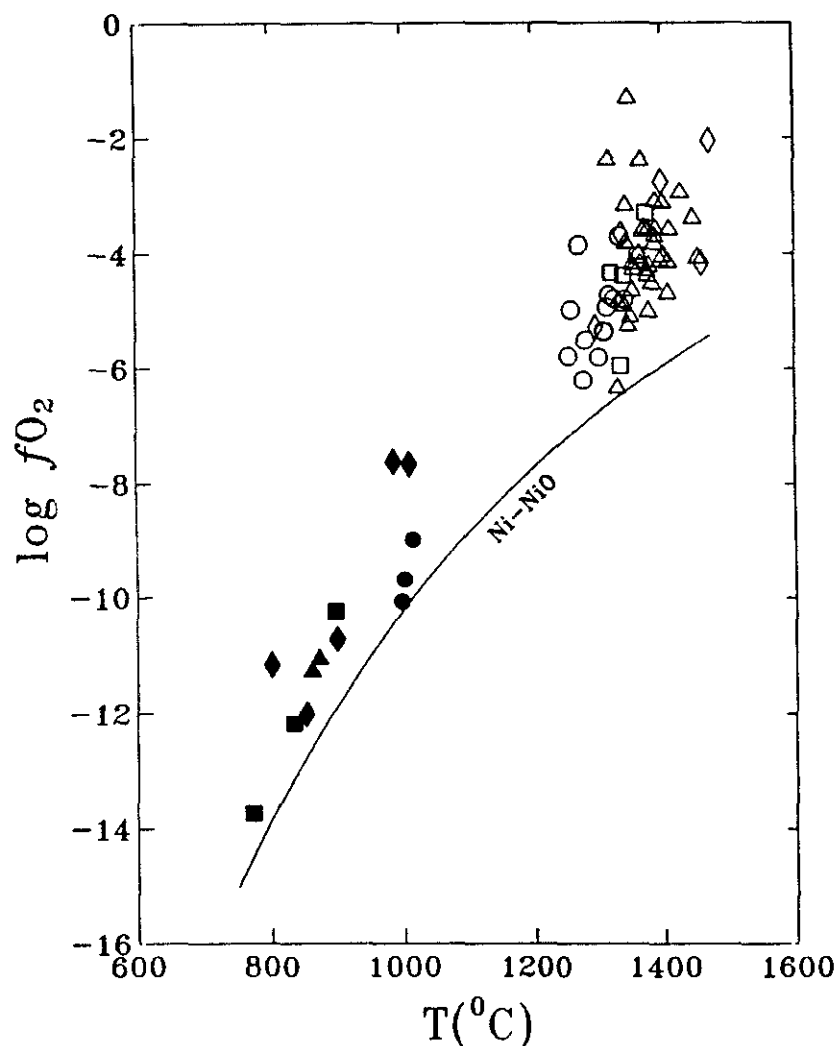


Fig. 67. Diagrama $T(^{\circ}\text{C})$ - $\log f\text{O}_2$ para las rocas de CC (el significado de los símbolos es igual que en la Fig. 60). Los valores de $f\text{O}_2$ se han calculado con la ecuación de Kilinc *et al.* (1983), a partir de las temperaturas de cristalización de olivino en líquidos primarios (símbolos huecos), según el geotermómetro de Ford *et al.* (1983), y a partir de las temperaturas de cristalización de nefelina o plagioclasa en los líquidos diferenciados (símbolos negros), según el geotermómetro de Nathan y VanKirk (1978). La curva de estabilidad del óxido de níquel-níquel (NiO-Ni) entre 700° y 1200°C se ha tomado de Gill (1981) y se ha extrapolado a temperaturas superiores mediante ajuste a una curva polinómica de tercer grado.

Los resultados obtenidos se disponen de forma paralela y ligeramente por encima de la curva del óxido de níquel-níquel (Ni-NiO) en el diagrama T - fO_2 (Fig. 67). En esta figura y en la Tabla 33, se puede comprobar que las estimaciones realizadas para el comienzo y el final de la cristalización presentan valores de fO_2 y T muy contrastados. Así, la fugacidad de oxígeno (expresada como $\log fO_2$) oscila entre -1.3 y -6.3 al comenzar la cristalización del olivino y entre -7.6 y -12.0 al aparecer la nefelina o la plagioclasa. La única variación significativa entre los grupos es la que se observa al cristalizar el olivino, donde fO_2 aumenta en el orden leucititas \approx melilititas \rightarrow nefelinitas \rightarrow basaltos olivínicos.

Los valores de fO_2 al comienzo de la cristalización, coinciden de forma aproximada con los resultados del estudio de Roeder y Emslie (1970) sobre la relación entre T , fO_2 y la composición del olivino. Puesto que en general no han cristalizado fases hidratadas, la disminución de fO_2 hacia el final de la cristalización sugiere que ésta se ha verificado en condiciones superficiales, lo que ha favorecido la pérdida por descompresión de la fase volátil presente en los magmas.

Secuencia de cristalización basada en las estimaciones de temperatura.

Las estimaciones de la temperatura de cristalización de las distintas fases que aparecen en estas rocas, confirman la secuencia de cristalización expuesta en el capítulo 2.

En la figura 68, se han representado los rangos obtenidos en cada grupo petrológico para olivino, magnetita, clinopiroxeno, nefelina, plagioclasa y leucita según los geotermómetros adoptados en los apartados anteriores (Ol: Ford, 1983;

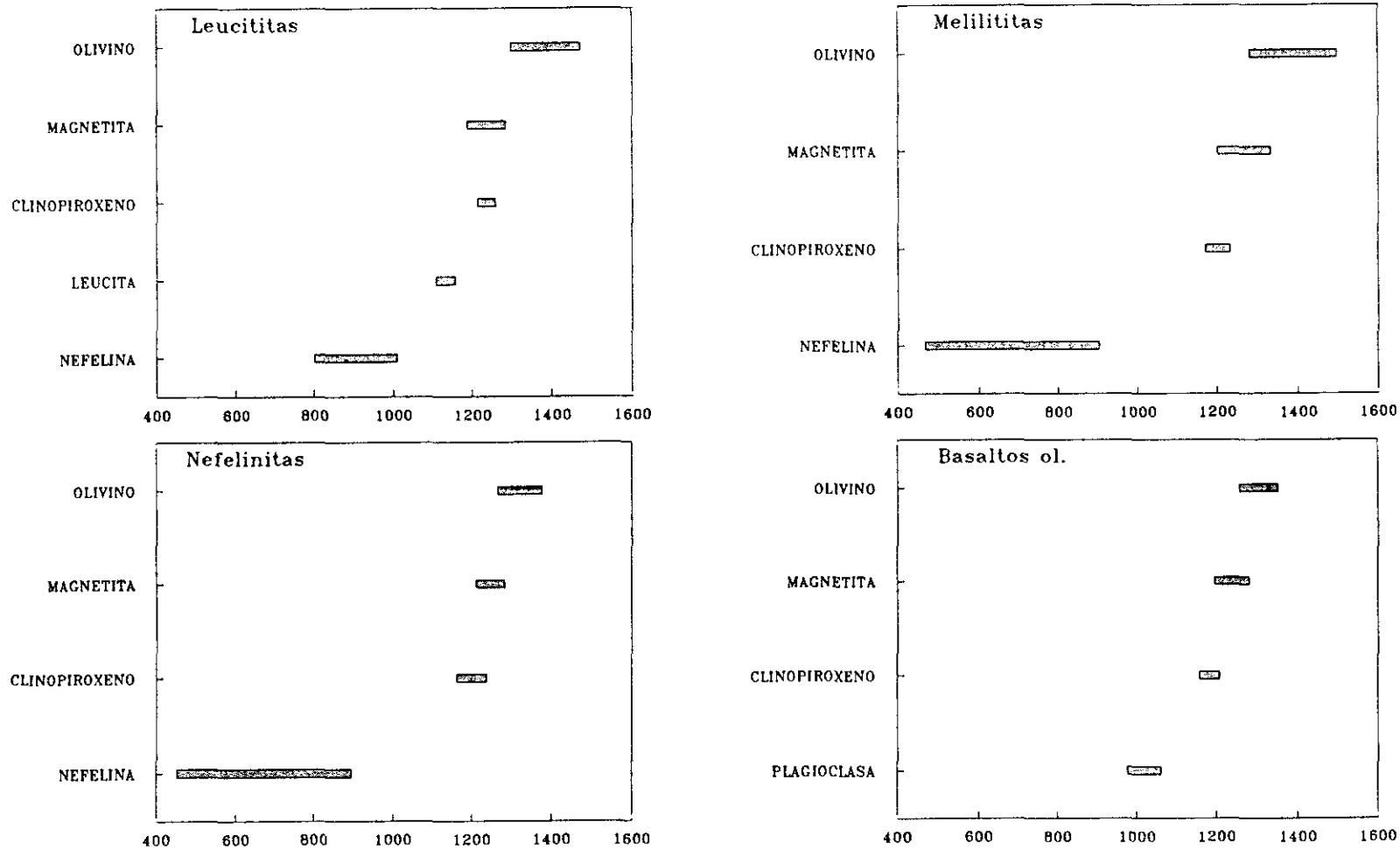


Fig. 68. Secuencia de cristalización para las rocas de CC, basada en las estimaciones de temperatura para la cristalización de olivino, magnetita, clinopiroxeno, leucita, nefelina y plagioclasa, según los geotermómetros de Mathez (1973), Nathan y VanKirk (1978), French y Cameron (1981) y Ford *et al.* (1983).

Mt, Nef y Leu: Nathan y VanKirk, 1978; Cpx: Nathan y Van Kirk, 1978 y French y Cameron, 1981; Plg: Mathez, 1973 y Nathan y VanKirk, 1978). Como se puede comprobar, los resultados obtenidos concuerdan con las observaciones petrográficas. Así, la secuencia inicial Ol-Mt-Cpx es común a todos los grupos entre los 1450° y 1160°C aproximadamente, con un ligero descenso de las temperaturas en el orden leucititas→melilititas→nefelinitas→basaltos olivínicos. La nefelina cristaliza entre los 500° y 1000°C, la plagioclasa en torno a los 990°-1050°C, y la leucita alrededor de los 1130°C.

Capítulo 5

MECANISMO GENÉTICO. EVALUACIÓN DE SUS PARÁMETROS.

La utilización de los elementos traza y las relaciones isotópicas de alguno de éstos como indicadores petrogenéticos, se ha generalizado en los últimos años, habiéndose desarrollado un cuerpo de doctrina que permite tanto la identificación del proceso que ha dado lugar a una serie de rocas cogenéticas, como la cuantificación de sus parámetros (ver p.ej. López Ruiz y Cebriá, 1990).

En la elaboración de modelos petrogenéticos cuantitativos, la identificación del proceso que ha dado lugar a la serie comagmática es el primer objetivo. El mejor procedimiento para abordar dicho objetivo, está basado en las pautas que describen los elementos traza y las relaciones isotópicas de algunos de estos elementos en diagramas ad-hoc (Treuil y Joron, 1975; Taylor, 1980; De Paolo, 1981; James, 1981 y Faure, 1986). Una vez identificado el proceso genético, es necesario cuantificar sus parámetros. Para ello, se han propuesto dos métodos: el procedimiento directo y el procedimiento "inverso". El procedimiento directo se basa en la elección de valores razonables para los distintos parámetros del proceso magmático que se considere y mediante un ajuste por tanteo, intentar reproducir las concentraciones observadas. Esta metodología solo permite contrastar un

número reducido de modelos y la comparación entre los resultados obtenidos y los observados es cualitativa. Por otro lado, aunque los valores C_L^i calculados y observados puedan coincidir, la mayor parte de los modelos establecidos de este modo no permiten reproducir otras observaciones, como por ejemplo, las pautas que siguen las rocas de una serie generada por un proceso de fusión parcial cuando se proyectan en diagramas binarios del tipo C_L^i - C_L^j .

Para evitar las limitaciones del procedimiento directo, Minster *et al.* (1977) y Minster y Allègre (1978) propusieron un método de cálculo que permite fijar de forma simultánea todos los parámetros de los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada. Este procedimiento fue posteriormente desarrollado por Hofmann y Feigenson (1983) para dichos procesos y por Powell (1984) para los procesos de mezcla. A grandes rasgos, este método se basa en la resolución de un sistema de ecuaciones formado por las expresiones que describen el proceso magmático, para un número suficiente de elementos. Sin embargo, como demuestran los autores citados, este sistema no se puede resolver mediante las técnicas habituales (p.ej. mínimos cuadrados), ya que se trata de un sistema no lineal con un número indefinido de soluciones. Para resolver esta indeterminación, se propone añadir una nueva ecuación al sistema que permite linealizarlo y calcular una solución que minimiza los errores del sistema, desde un punto de vista estadístico.

Aunque este método permite obtener modelos mejor ajustados que los obtenidos por el cálculo directo, el procedimiento matemático es extremadamente complejo y no asegura la obtención de soluciones geoquímicamente razonables. Además, el método de resolución del sistema se basa en un proceso de tipo iterativo, cuyo resultado final depende en gran medida de los datos de partida y de otros ajenos al sistema (precisión de los datos analíticos, adecuada selección de las muestras, etc.).

Por estas razones, con frecuencia se suelen emplear métodos más sencillos, en los que en lugar de operar conjuntamente con todos los elementos traza y todos los parámetros para obtener una solución simultánea, se utiliza un elemento cada vez, aunque para este elemento se emplean simultáneamente todos los datos químicos disponibles para el conjunto de rocas que se estudian. Aunque estos métodos simplificados (ver p.ej. Hofmann y Feigenson, 1983; Haskin, 1984; Hanson, 1989, o López Ruiz y Cebriá, 1990) presentan muchos puntos en común, las aproximaciones utilizadas suelen diferir en función del autor, de los datos disponibles y del problema que se intenta resolver.

En nuestro caso, se ha desarrollado una nueva aproximación al procedimiento inverso, con características intermedias entre el método de Minster y Allègre (1978) y los métodos simplificados. El procedimiento que aquí se propone, se basa en la resolución de un sistema de ecuaciones análogo al de Minster y Allègre (1978), al que se han añadido otras expresiones no contempladas por estos autores y que permiten acotar las soluciones posibles dentro de las geoquímicamente razonables. Como ya se ha indicado, la solución de este tipo de sistemas está condicionada por la correcta elección de los valores iniciales. Por esta razón, en lugar de establecer el sistema para un número elevado de elementos, se ha restringido a aquellos elementos cuyos parámetros se pueden estimar con la mayor precisión posible. Para la obtención de estos valores iniciales, se tienen en cuenta la totalidad de los datos geoquímicos disponibles, mediante la aplicación de una serie de aproximaciones sucesivas, de forma análoga a los métodos simplificados. Finalmente, la solución que se obtiene por resolución del sistema se utiliza para fijar el valor de los parámetros del resto de los elementos (ver Apéndice 2).

En los siguientes apartados, se describe la metodología empleada para la obtención del modelo petrogenético cuantitativo para los basaltos de CC.

MODELIZACIÓN CUANTITATIVA DEL PROCESO DE FUSIÓN.

En capítulos precedentes se ha establecido que las variaciones geoquímicas observadas en la serie basáltica alcalina de CC, han sido producidas principalmente por un proceso de fusión parcial. Los mecanismos de fusión más usuales (ver p.ej. Yoder, 1976), son la fusión parcial en equilibrio y la fusión parcial fraccionada. En el primer caso, el fundido permanece en contacto con el material residual hasta el momento de su extracción. En el segundo, el líquido es extraído tan pronto como se forma, por lo que la generación de las sucesivas fracciones de líquido, da lugar a magmas cada vez más empobrecidos en elementos incompatibles. Por otro lado, en la naturaleza resulta improbable que la fusión se verifique en condiciones modales (Haskin, 1984).

A continuación se describen las aproximaciones realizadas para la determinación de los parámetros F , D_0^i , P_L^i y C_0^i del proceso de fusión responsable de la génesis de los magmas que han dado lugar a las lavas de CC.

Elementos incompatibles y compatibles del sistema.

Como se desprende de las ecuaciones que describen los procesos de fusión parcial y de cristalización fraccionada (Shaw, 1970; Hertogen y Gijbels, 1976; Hanson, 1978, y Benito y López Ruiz, 1989, 1992), si los magmas se generan en un manto homogéneo, para un valor determinado de F , su abundancia en elementos traza está condicionada únicamente por el valor que adoptan los coeficientes de distribución global (D_0^i y P_L^i). A partir de este hecho, Treuil y Joron (1975)

desarrollaron un procedimiento gráfico, basado en el uso de sencillos diagramas binarios ad-hoc, que permite establecer el comportamiento geoquímico de los elementos traza durante ambos procesos genéticos, así como discriminar uno de otro.

En un magma que se ha generado por un proceso de fusión parcial en equilibrio no modal, la abundancia de dos elementos i y j viene definida por las ecuaciones (Shaw, 1970):

$$C_L^i = \frac{C_0^i}{D_0^i + F (1 - P_L^i)} \quad [23]$$

$$C_L^j = \frac{C_0^j}{D_0^j + F (1 - P_L^j)} \quad [24]$$

Si en la segunda ecuación se sustituye el valor de F que resulta de la primera, se obtiene la expresión:

$$C_L^j = \frac{C_L^i}{\frac{D_0^j - D_0^i \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i}}{C_0^j} C_L^i + \frac{C_0^i \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i}}{C_0^j \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i}}} \quad [25]$$

Para dos elementos i y j con coeficientes de distribución global iguales o casi iguales $D_0^i \approx D_0^j \approx P_L^i \approx P_L^j$, por lo que la ecuación anterior queda simplificada a:

$$C_L^j = \frac{C_0^j}{C_0^i} C_L^i \quad [26]$$

Esto significa que la proyección de estos elementos en un diagrama del tipo C_L^i - C_L^j , da lugar a una elevada correlación y la recta de regresión pasa por el origen.

Por otro lado, cuando se proyecta un elemento altamente incompatible frente a otro moderadamente incompatible $D_0^i \approx P_L^i \approx 0$ y P_L^j será despreciable frente a 1, por lo que la expresión [25] queda en la forma:

$$C_L^j = \frac{C_L^i C_0^j}{D_0^j C_L^i + C_0^i} \quad [27]$$

Según esta ecuación, los datos deben mostrar buena correlación, pero la recta no es colinear con el origen y corta al eje en que se sitúa el elemento con mayor coeficiente de distribución.

Finalmente, cuando un elemento es constituyente esencial de una fase que permanece en el residuo $D_0^i, P_L^i \geq 1$, por lo que su concentración en el líquido es independiente del porcentaje de fusión. En consecuencia, cuando este elemento se proyecta frente a otro de carácter incompatible, no existirá correlación.

Otro tipo de diagramas especialmente útiles son los del tipo C_L^i/C_L^j - C_L^i . Como se desprende de la expresión [25], en este tipo de diagramas los elementos traza de una serie de rocas generada por un proceso de fusión parcial, se disponen a lo

largo de una recta que no es colinear con el origen. La pendiente (A^j) y la ordenada en el origen (B^j), vienen definidas por las expresiones:

$$A^j = \frac{D_0^j - D_0^i \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i}}{C_0^j} \quad [28]$$

$$B^j = \frac{C_0^i}{C_0^j} \frac{1 - P_L^j}{1 - P_L^i} \quad [29]$$

Como se puede comprobar, cuando el comportamiento de ambos elementos es análogo, la pendiente se aproxima a cero. En consecuencia, el valor de la pendiente en estos diagramas, permite estimar el grado de incompatibilidad relativo de los elementos que se proyectan.

A pesar de lo expuesto, se debe tener en cuenta que la proyección en un diagrama $C_L^i - C_L^j$ de una serie de rocas producidas por cristalización fraccionada, también se dispone a lo largo de una recta, por lo que dichos diagramas permiten identificar el grado de incompatibilidad relativo de los elementos que se proyectan, pero no son válidos para discriminar entre ambos procesos. Para este fin, resultan especialmente útiles los diagramas relación-elemento, ya que las rocas producidas por cristalización fraccionada se proyectan en dichos diagramas a lo largo de curvas exponenciales que tienden a la horizontalidad.

Como se desprende de los coeficientes de distribución mineral/líquido obtenidos para elementos traza en líquidos de composición básica e intermedia, (ver p.ej. Henderson, 1982 y López Ruiz y Cebriá, 1990), Th, P_2O_5 , La y Ce, se pueden considerar como elementos altamente incompatibles, si apatito, esfena, etc. no

están presentes en el residuo o no cristalizan. Por consiguiente, estos elementos se suelen utilizar como elementos de referencia para la aplicación del método gráfico. Por otro lado, la elección entre estos elementos se debe basar tanto en la disponibilidad de los mismos, como en la precisión de su análisis.

En las Tablas 34-35 y en las figuras 69-70, se recogen las rectas de regresión obtenidas en diagramas $C_L^i-C_L^j$ y $C_L^i/C_L^j-C_L^i$, para una serie de elementos mayores y traza frente a Ce. Como se puede observar, P_2O_5 , Y, Zr, Nb, Sr y las Tierras Raras, muestran una elevada correlación. Por el contrario, TiO_2 , K_2O , Rb, Ba y Zn presentan una correlación relativamente baja ($r < 0.6$), y Co, Ni, Cr y V nula correlación. A partir de estas rectas, se puede concluir que el Ce es el elemento con menor coeficiente global de distribución. Además, es el elemento con mayor rango de variación, lo que confirma que es el elemento más incompatible (ver Clague y Frey, 1982) y justifica su elección como elemento de referencia en los diagramas.

Como cabía esperar por lo expuesto anteriormente, P_2O_5 y La muestran una elevada correlación en los diagramas elemento-elemento y sus ordenadas en el origen son próximas a cero, lo que implica un comportamiento geoquímico análogo al del Ce. Asimismo, a partir de los diferentes coeficientes de correlación (r) y de las ordenadas en el origen (B), es posible establecer que todas las TR se comportan como elementos incompatibles y que sus coeficientes de distribución global aumentan de forma sistemática en función del número atómico. De forma análoga, se deduce que Y, Zr, Nb y Sr se comportan como elementos incompatibles, lo que sugiere que no han participado fases con elevados coeficientes de distribución para dichos elementos. Finalmente, la ausencia de correlación de TiO_2 , K_2O , Rb, Ba, Zn y de los elementos de transición, implica que sus coeficientes globales de distribución son mayores o iguales a la unidad, o lo que es lo mismo, que se comportan como elementos compatibles durante el proceso de fusión.

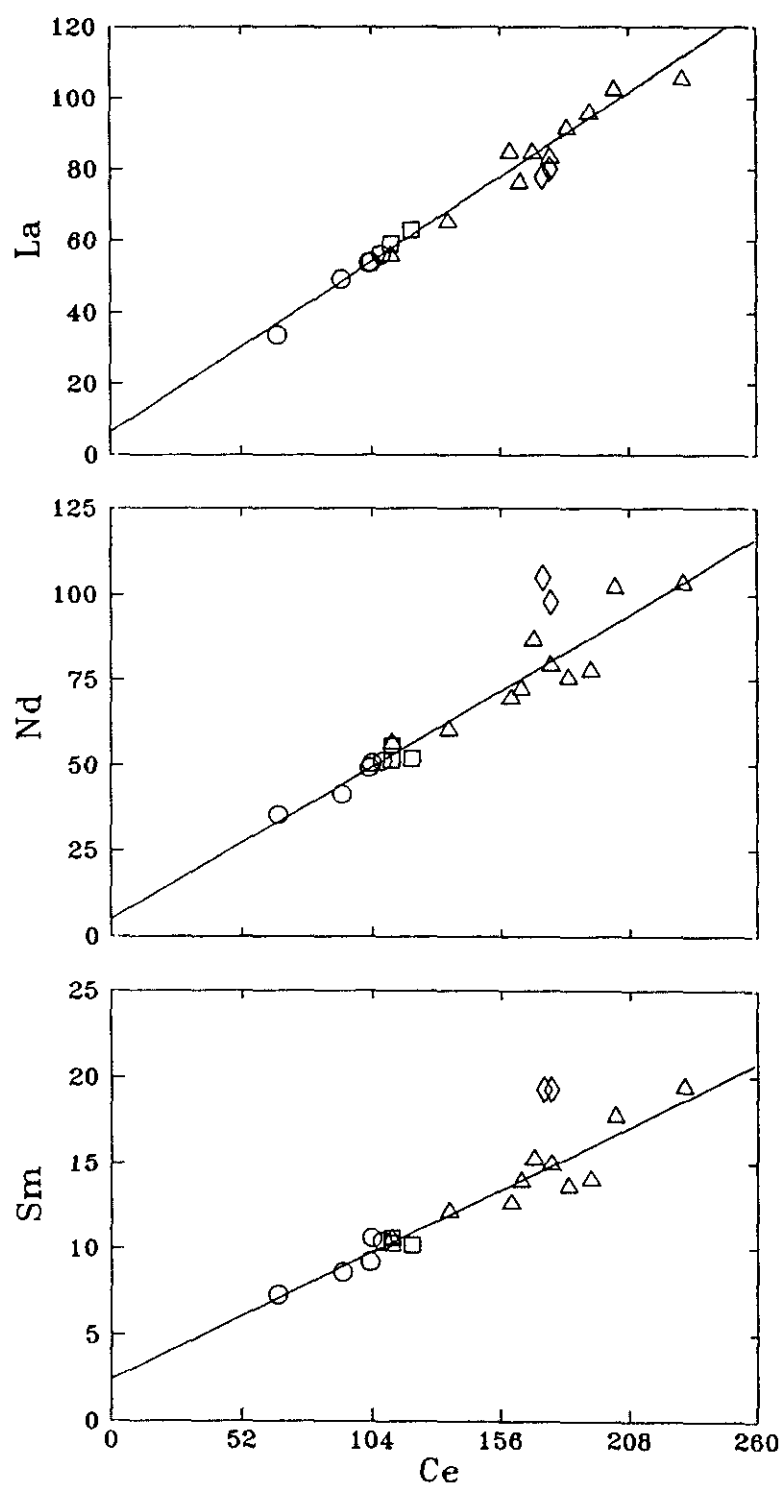


Fig. 69. Diagramas $C_L^{Ce}-C_L$ para los elementos incompatibles en las rocas basálticas de Campo de Calatrava (◇: leucititas; △: melilititas; □: nefelinitas; ○: basaltos olivínicos). Todas las abundancias se expresan en ppm, excepto P_2O_5 , en porcentaje en peso. Las rectas de regresión corresponden a las indicadas en la Tabla 34.

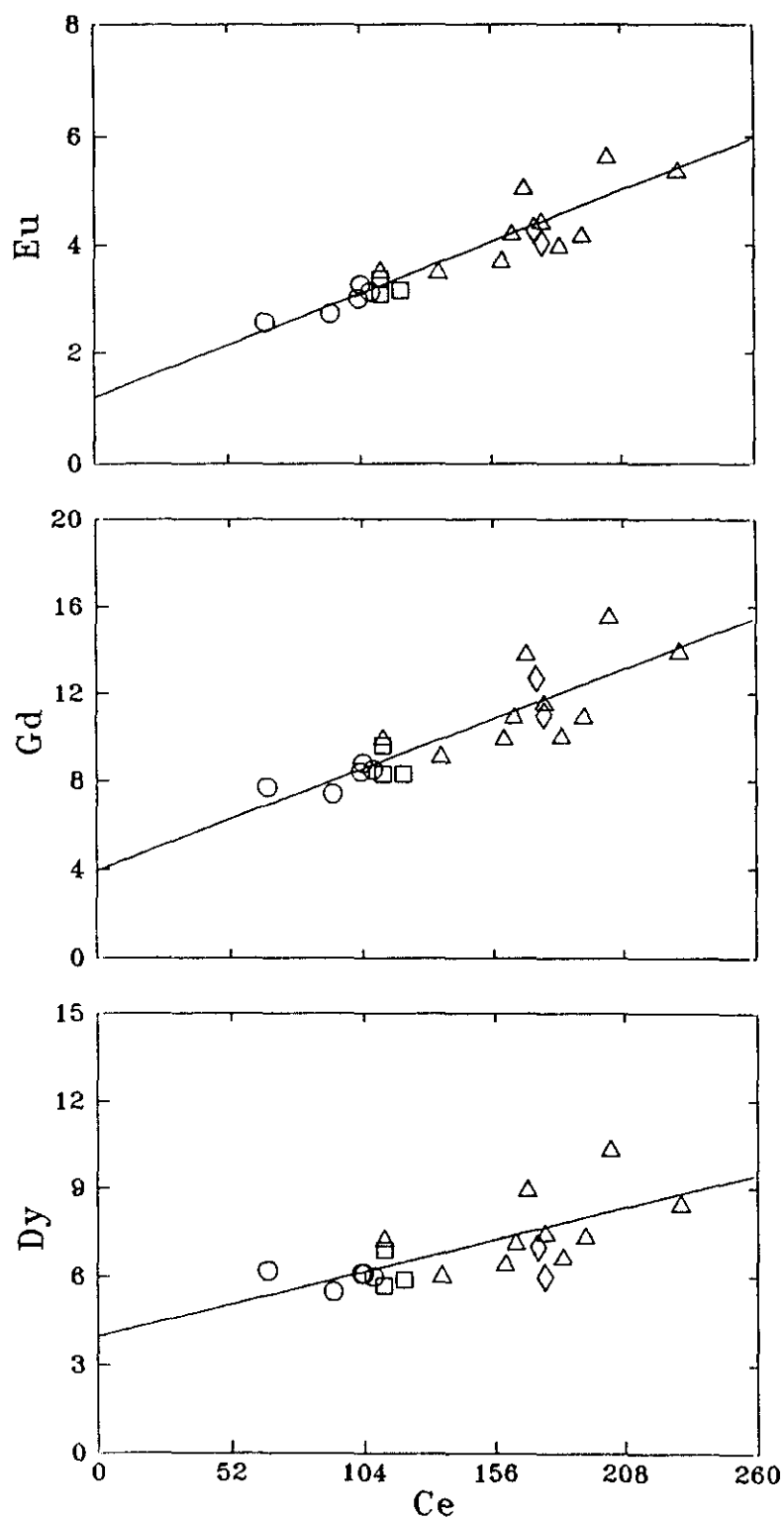


Fig. 69. Continuación.

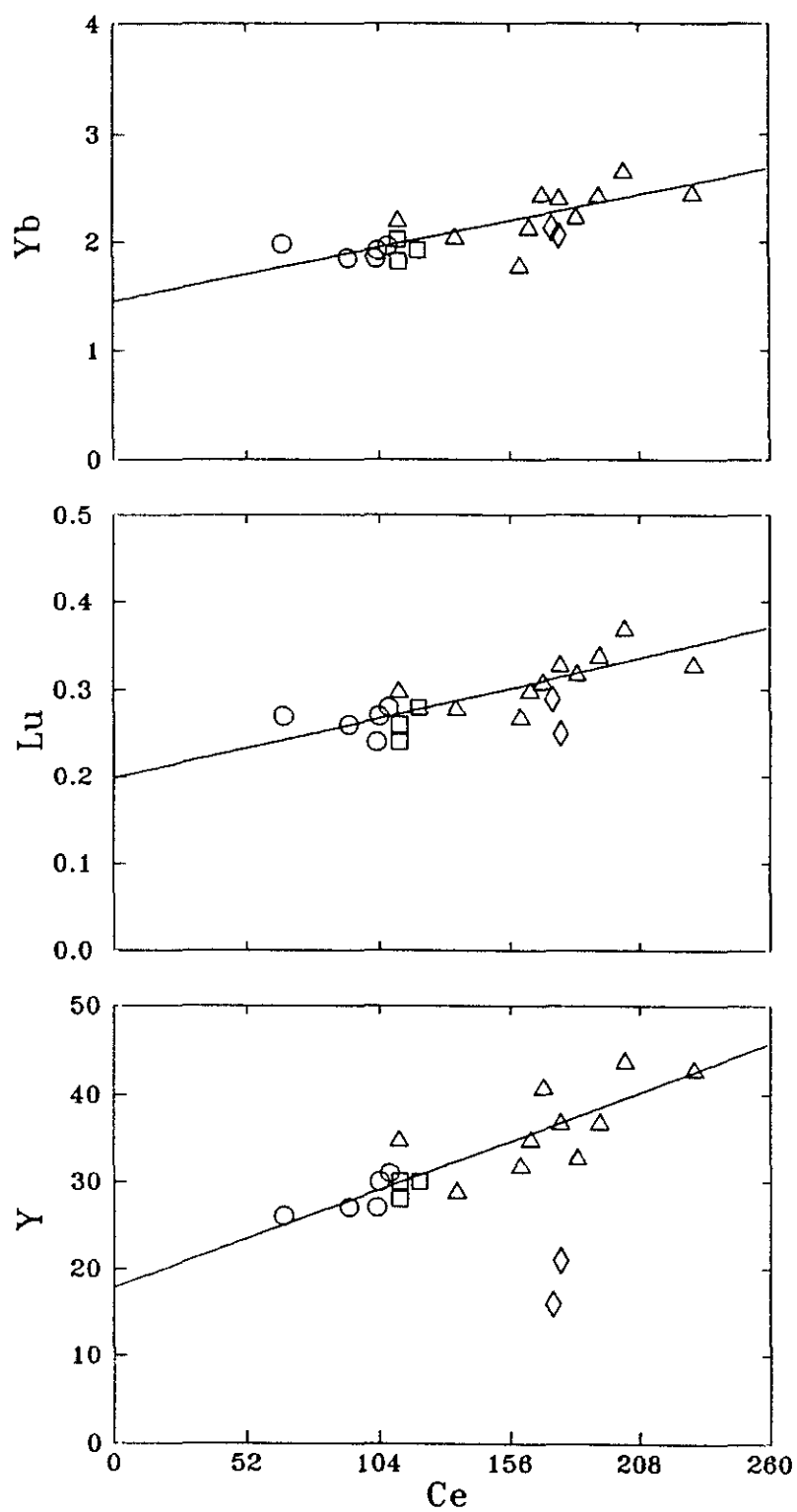


Fig. 69. Continuación.

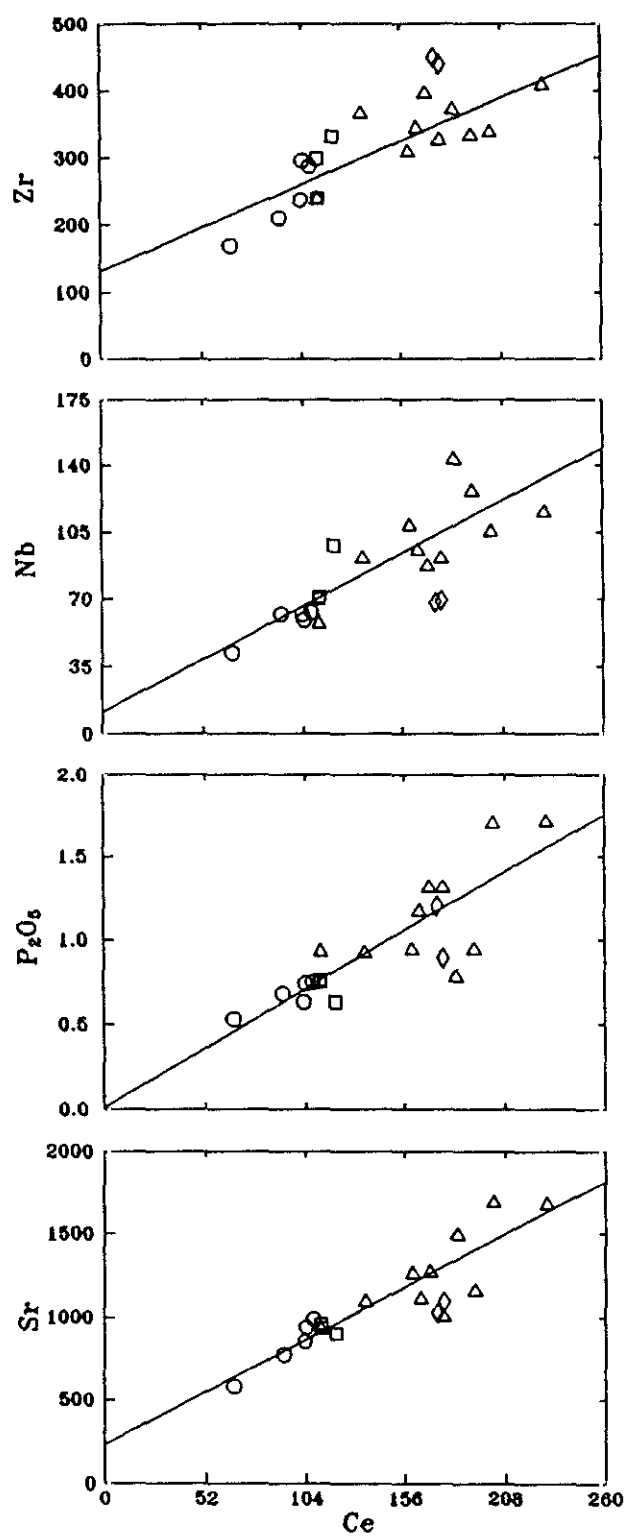


Fig. 69. Continuación.

TABLA 34. Coeficientes de las rectas de regresión $C_L^j = A^j \cdot C_L^{Ce} + B^j$ en diagramas $C_L^{Ce} - C_L^j$, para los elementos incompatibles de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos de Campo de Calatrava.

Elemento	A^j	B^j	r
La	0.457	6.511	0.990
Nd	0.428	4.986	0.966
Sm	0.071	2.440	0.966
Eu	0.018	1.191	0.915
Gd	0.044	3.939	0.851
Dy	0.021	3.971	0.733
Yb	0.005	1.456	0.783
Lu	0.001	0.199	0.820
P ₂ O ₅	0.007	0.014	0.843
Nb	0.530	11.587	0.861
Sr	6.112	231.852	0.908
Y	0.108	17.853	0.869
Zr	1.237	132.033	0.832

A^j : pendiente; B^j : ordenada en el origen; r: coeficiente de correlación.

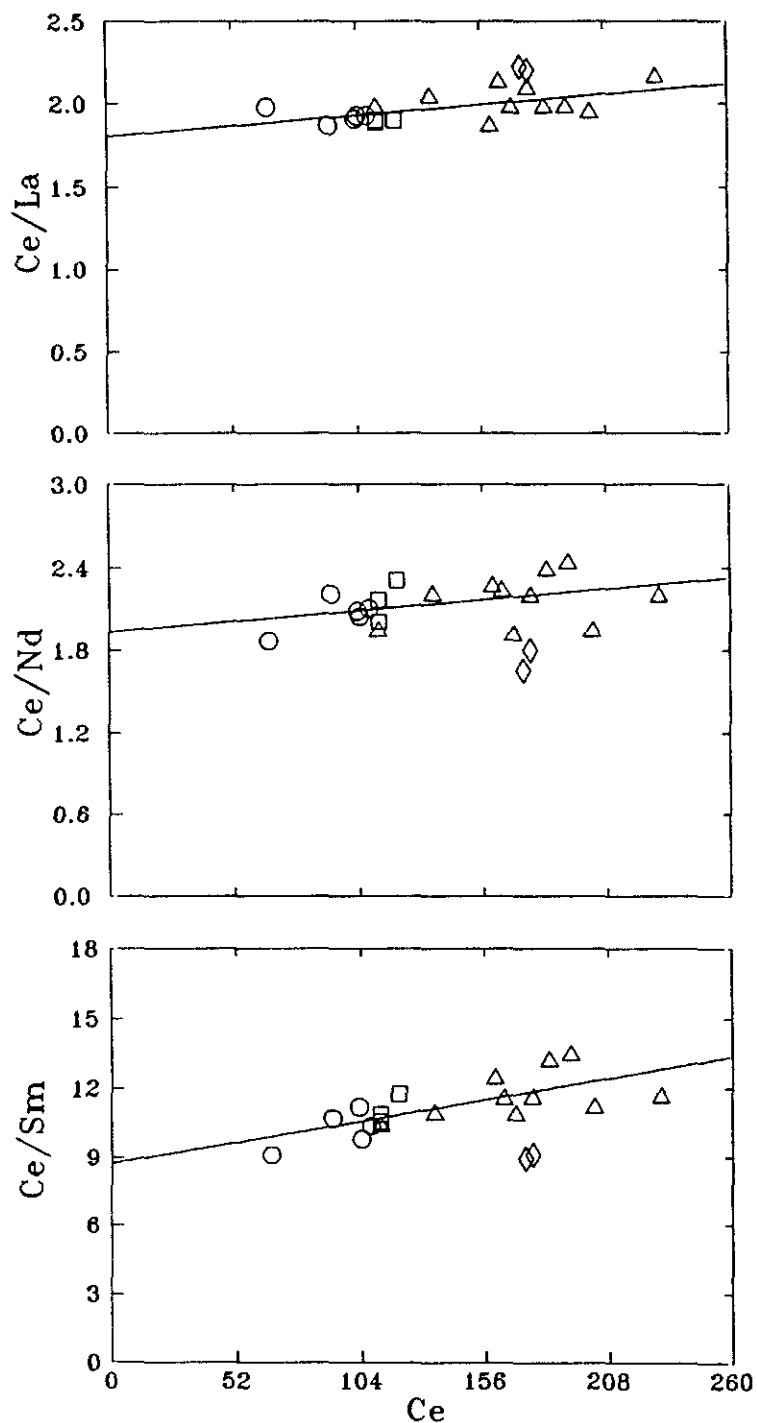


Fig. 70. Diagramas C_L^{Ce}/C_L^{Ce} para los elementos incompatibles en las rocas basálticas de Campo de Calatrava (\diamond : leucititas; Δ : melilititas; \square : nefelinitas; \circ : basaltos olivínicos). Las rectas de regresión, corresponden a las indicadas en la Tabla 35.

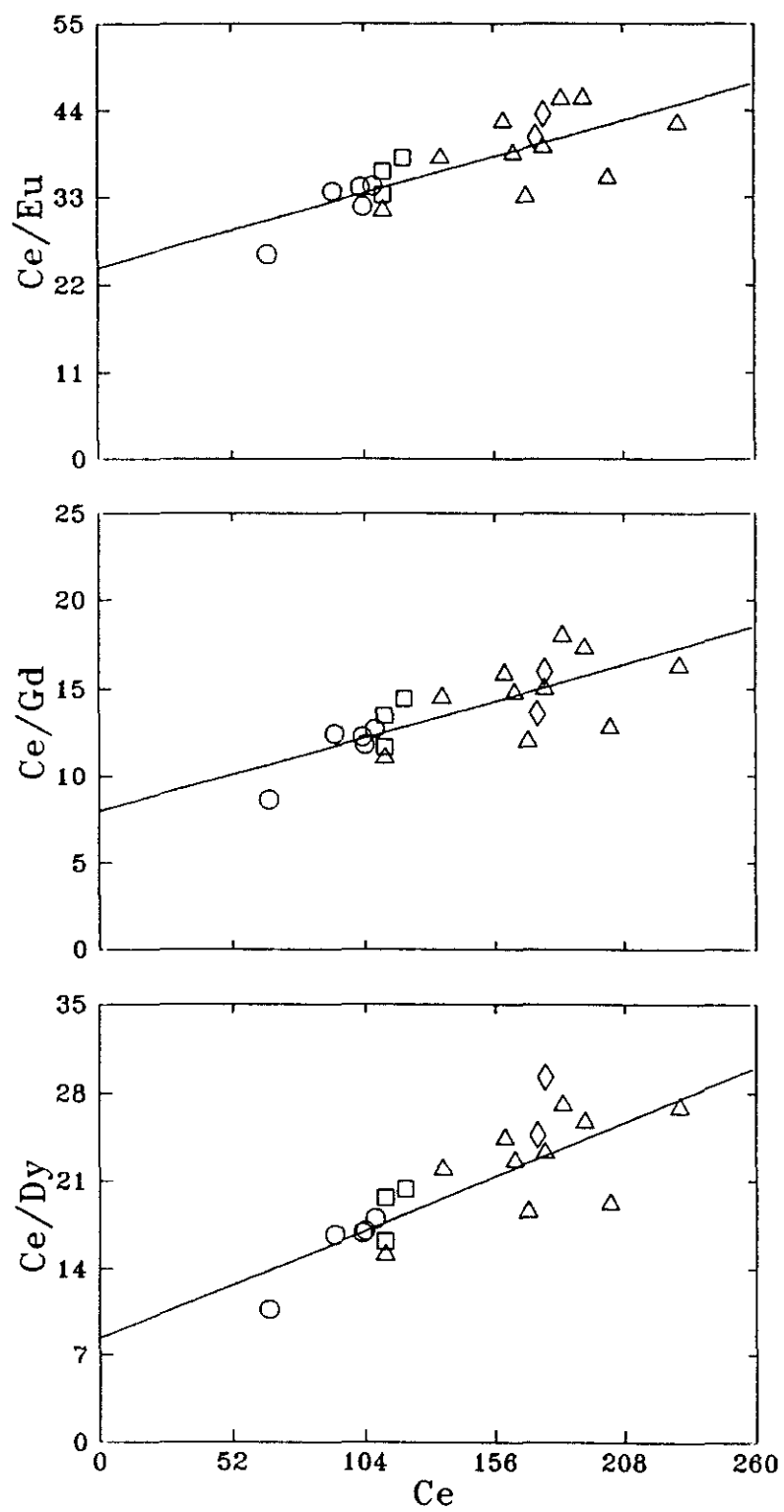


Fig. 70. Continuación.

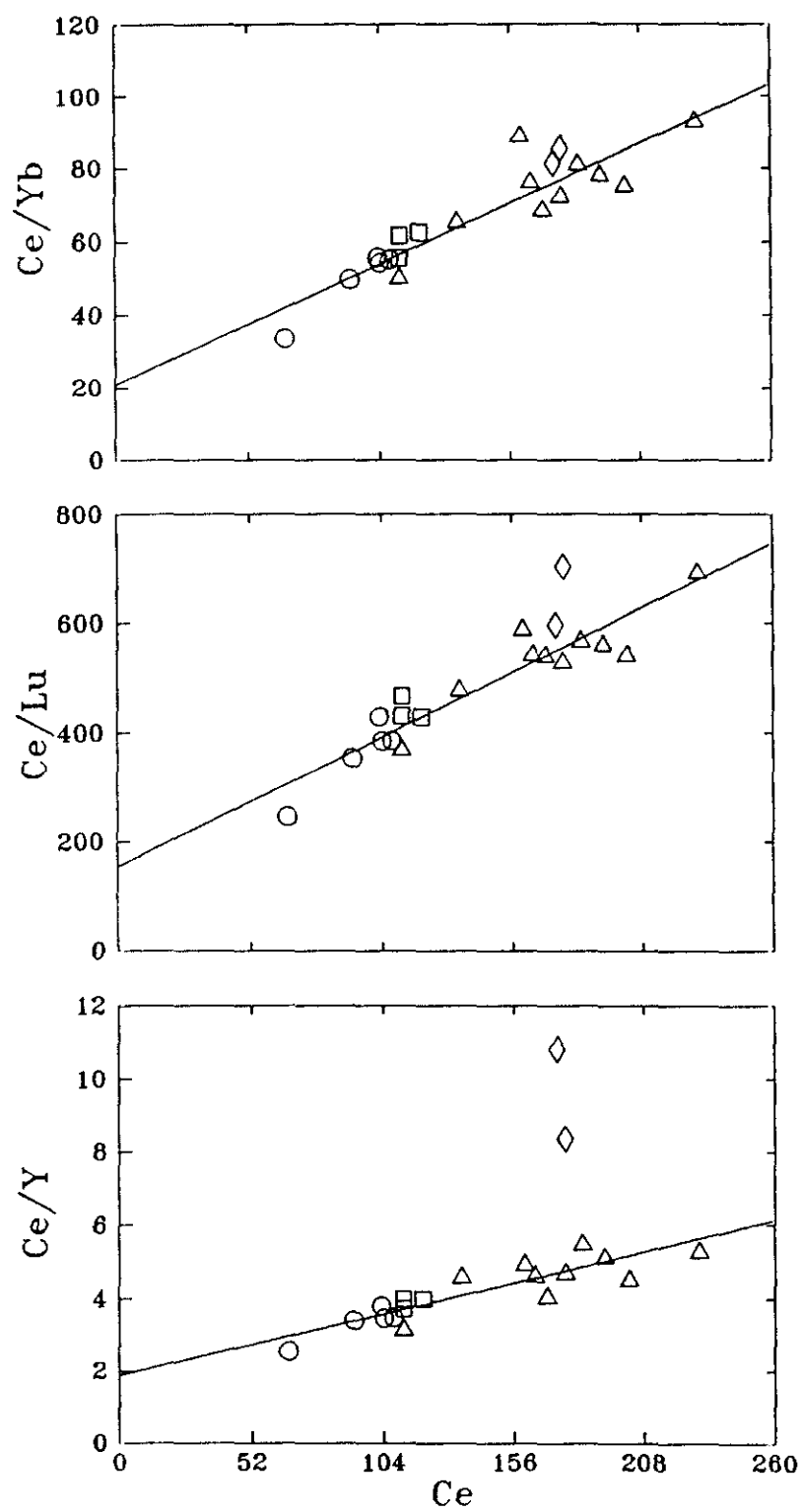


Fig. 70. Continuación.

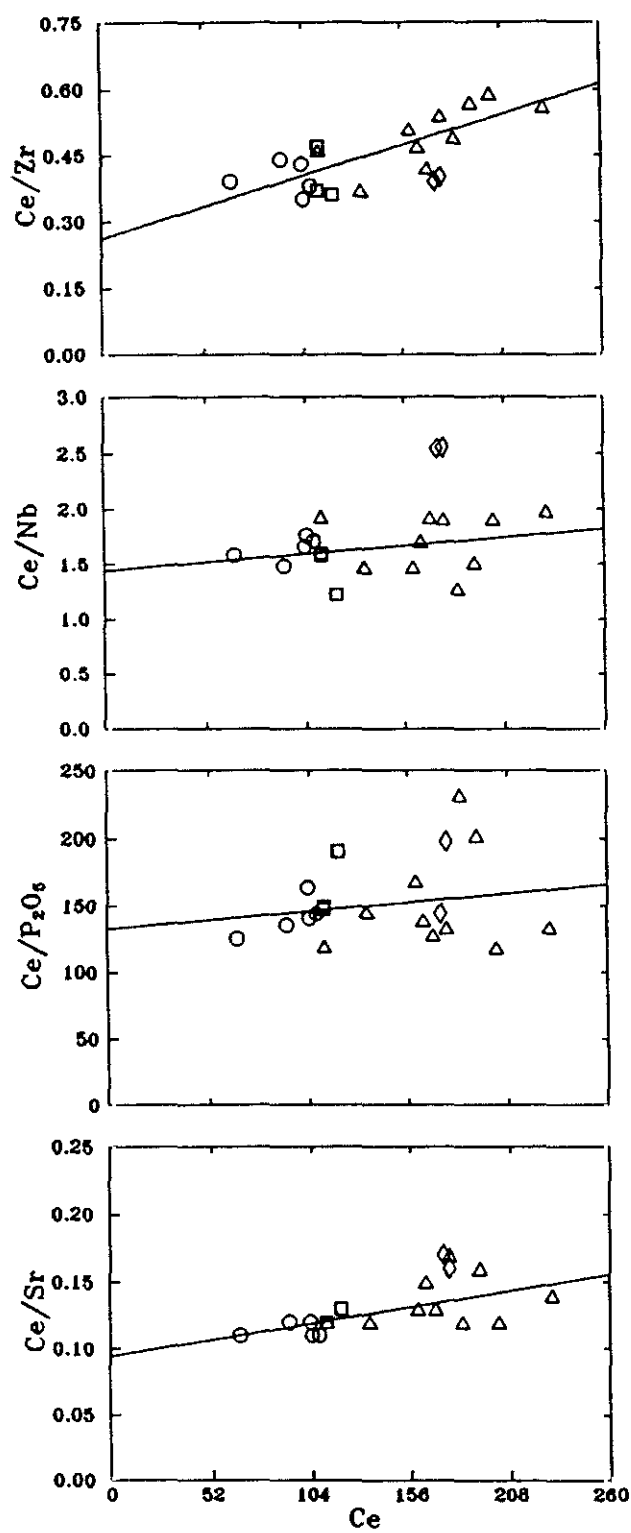


Fig. 70. Continuación.

TABLA 35. Coeficientes de las rectas de regresión $C_L^{Ce}/C_L^j = A^j \cdot C_L^{Ce} + B^j$ en diagramas $C_L^{Ce}/C_L^j - C_L^{Ce}$ para los elementos incompatibles de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos de Campo de Calatrava.

elemento	A^j	B^j	r
La	0.001	1.806	0.604
Nd	0.002	1.934	0.414
Sm	0.018	8.735	0.718
Eu	0.090	24.125	0.760
Gd	0.040	7.981	0.748
Dy	0.084	8.337	0.832
Yb	0.317	20.866	0.918
Lu	2.281	154.600	0.940
P₂O₅	0.129	132.589	0.190
Nb	0.001	1.445	0.286
Sr	0.0002	0.096	0.568
Y	0.016	1.884	0.888
Zr	0.001	0.265	0.779

A^j : pendiente; B^j : ordenada en el origen; r: coeficiente de correlación.

Finalmente, la utilización del Ce como elemento incompatible de referencia frente a P₂O₅, Zr o Sr, queda justificada por la mayor precisión de la técnica utilizada para su análisis. Por otro lado, el Ce presenta como ventaja frente al La su menor movilidad (ver p.ej. Bartley, 1986).

Por otro lado, la excelente correlación obtenida para los elementos incompatibles, hace suponer que, al menos por lo que concierne a la generación de las melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos, el proceso de fusión ha debido actuar sobre un manto homogéneo y que los coeficientes de distribución global se han debido mantener relativamente constantes durante el proceso.

Evaluación del rango de fusión.

Para un elemento i altamente incompatible $D_0^i \approx P_L^i \approx 0$, por lo que la ecuación [23] queda reducida a:

$$\frac{C_L^i}{C_0^i} = \frac{1}{F} \quad [30]$$

Como se desprende de esta expresión, la abundancia de un elemento altamente incompatible es inversamente proporcional al porcentaje de fusión. En consecuencia, si la concentración de dicho elemento en el material original permanece constante durante el proceso de fusión:

$$C_{\min}^i = \frac{C_0^i}{F_{\max}} \quad \text{y} \quad C_{\max}^i = \frac{C_0^i}{F_{\min}} \quad [31]$$

Donde F_{\min} y F_{\max} son las tasas de fusión mínima y máxima, respectivamente, y C_{\min}^i y C_{\max}^i son las concentraciones mínima y máxima del elemento i en los

fundidos. Si se sustituye el valor de C_0^i que resulta de la primera expresión en la segunda, se obtiene:

$$F_{m\acute{a}x} = F_{m\acute{i}n} \frac{C_{m\acute{a}x}^i}{C_{m\acute{i}n}^i} \quad [32]$$

Es decir, el rango de fusión de una serie magmática generada por un proceso de fusión, puede ser evaluado a partir del rango de variación en un elemento altamente incompatible. En nuestro caso, puesto que la abundancia en Ce varía en un rango de aproximadamente 3.5, el porcentaje de fusión para las rocas de CC oscilará en torno a dicho factor (p.ej. 1%-3.5%, 2%-7%, etc.).

Restricciones del grado de fusión y de la composición del material originario.

Si se dividen entre sí los valores de la ordenada en el origen (expresión [29]) de dos elementos j y k , proyectados con respecto a un mismo elemento de referencia en diagramas del tipo relación-elemento, se obtiene la expresión:

$$\frac{B^k}{B^j} = \frac{C_0^j}{C_0^k} \frac{1-P_L^k}{1-P_L^j} \quad [33]$$

con la que es posible estimar la relación C_0^j/C_0^k , si se conocen los valores de P_L^j y P_L^k . En el caso de los elementos altamente incompatibles, los valores de P_L son muy inferiores a 1, por lo que esta variable puede ser despreciada. En consecuencia, a partir de los valores B^{P205} y B^{La} obtenidos en diagramas

Ce/P₂O₅-Ce y Ce/La-Ce, es posible estimar la relación La/P₂O₅ del manto del que proceden los líquidos de CC. Esta aproximación no es válida en el caso de los elementos moderadamente incompatibles, para los que P_L^j no es despreciable frente a 1. En este caso, solo es posible obtener rangos para las relaciones C_0^{La}/C_0^j , en función de valores P_L^j supuestos (Tabla 36).

TABLA 36. Rangos de variación de la relación C_0^{La}/C_0^j y de C_0^j para Ce, P₂O₅, Nd, Sm y Lu, en función de valores estimados de P_L^j .

	P_L^j	C_0^{La}/C_0^j	C_0^j (*)
Ce	0.00	0.55	10.20-51.02
P₂O₅	0.00	73.42	0.08-0.38
Nd	0-0.05	1.07-1.13	5.00-26.40
Sm	0-0.07	4.84-5.20	1.09-5.84
Lu	0-0.60	85.60-214.01	0.03-0.33

(*) A excepción del Lu, los valores de C_0^j han sido calculados en función del rango de variación de C_0^{La} (ver Tabla 37). Todas las concentraciones se expresan en ppm.

Los numerosos análisis efectuados en materiales procedentes del manto superior (p.ej. Frey, 1984, y McDonough y Frey, 1989), han puesto de manifiesto que el rango de variación en TR pesadas (Yb, Lu) es relativamente estrecho, con valores que oscilan en torno a $\times 2$ - $\times 4$ veces los valores condriticos. Por consiguiente, si a partir de la expresión [33] se obtiene la relación entre un elemento traza altamente incompatible y Lu, se puede estimar un rango de valores de la abundancia del elemento incompatible en el material original. Como se ha indicado, en este caso no resulta posible aplicar la simplificación efectuada en el

caso de la relación $\text{La}/\text{P}_2\text{O}_5$, ya que el parámetro P_L^{Lu} es desconocido y probablemente no es despreciable respecto a 1. A efectos de cálculo se ha considerado que P_L^{Lu} varía entre 0.0 y 0.6. Estos valores implican que el granate no interviene en el fundido o lo hace en proporción inferior al 5% (para $D_{\text{Gr/liq}}^{\text{Lu}} \approx 11.8$). Aunque este rango puede parecer estrecho, el valor de P_L^{Lu} que se obtiene en el siguiente apartado es muy inferior a 0.6. Los valores obtenidos para C_0^{La} (Tabla 37), oscilan entre 5.65 y 28.25, lo que significa que el La se encuentra enriquecido en el material original un mínimo de $\times 18$ veces el valor condrítico. Finalmente, a partir de los valores C_0^{La} y las relaciones C_0^{La}/C_0^j obtenidas mediante la expresión $C_0^{\text{La}}/C_0^j = B^j/B^{\text{La}}(1-P_L^j)$, se pueden calcular las correspondientes concentraciones C_0^j (Tabla 36). Como se desprende de la correlación existente en el diagrama La-Ce, $D_0^{\text{La}} \approx D_0^{\text{Ce}} \approx P_L^{\text{La}} \approx P_L^{\text{Ce}}$, por lo que en un diagrama Ce/La-Ce, la expresión [29] se reduce a:

$$B^{\text{La}} = \frac{C_0^{\text{Ce}}}{C_0^{\text{La}}} \quad [34]$$

que permite estimar la concentración del elemento incompatible de referencia (Tabla 36).

Por otro lado, si $D_0^{\text{Ce}} \ll F$, la expresión [23] se reduce a $C_L^{\text{Ce}}/C_0^{\text{Ce}} = 1/F$. Sustituyendo en esta expresión el valor de C_0^{Ce} que resulta de la ecuación anterior, se obtiene:

$$F = \frac{B^{\text{La}} C_0^{\text{La}}}{C_L^{\text{Ce}}} \quad [35]$$

TABLA 37. Abundancia en La del manto fuente en función de rangos posibles de P_L^{Lu} y C_0^{Lu} .

		C_0^{Lu}		
		$\times 2$	$\times 3$	$\times 4$
P_L^{Lu}	0	5.65	8.48	11.30
	0.2	7.06	10.59	14.13
	0.4	9.42	14.13	18.83
	0.6	14.13	21.19	28.25

Todas las concentraciones se expresan en ppm.

con la que es posible estimar la tasa de fusión requerida para generar un líquido con un determinado contenido en Ce, si C_0^{La} es conocido. Como ya se ha indicado, esta expresión solo es válida si el Ce se comporta como un elemento altamente incompatible o si $D_0^{Ce} \ll F$. Puesto que la roca CAL-34, tiene el menor contenido en Ce (66.4 ppm), hemos supuesto que debe representar el líquido generado por el mayor grado de fusión. En este caso, la condición $D_0^{Ce} \ll F$ probablemente se cumple, por lo que se puede aplicar la expresión [35]. Si se tienen en cuenta los valores de C_0^{La} calculados anteriormente, se puede concluir que el porcentaje de fusión máximo para los basaltos olivínicos alcalinos de CC, ha sido superior al 15%.

Como ya se ha indicado, una de las principales dificultades que presenta la metodología utilizada, reside en la incertidumbre que existe sobre los valores de los coeficientes globales de reparto. Esta incertidumbre es especialmente importante en algunos elementos traza, como Yb, Lu e Y, cuyo comportamiento

puede variar en función de la presencia de determinadas fases en el manto superior (p.ej. granate o anfíbol) y del grado de participación de éstas durante la fusión. Sin embargo, como se muestra a continuación, en el caso de Yb y Lu es posible establecer restricciones respecto los posibles valores de D_0^i y P_L^i .

Si como se ha supuesto, el Ce se comporta como un elemento altamente incompatible, $D_0^{Ce} \approx P_L^{Ce} \approx 0$, por lo que en un diagrama $C_L^{Ce}/C_L^j - C_L^{Ce}$ la expresión [28] se reduce a:

$$A^j = \frac{D_0^j}{C_0^j} \quad [36]$$

Por consiguiente, a partir de la pendiente en un diagrama del tipo relación-elemento, es posible estimar el valor de D_0^j , si se conoce C_0^j . Puesto que en el caso de Yb y Lu, su concentración en el manto superior oscila en torno a $\times 2 - \times 4$ veces los valores condriticos (Frey, 1984, y McDonough y Frey, 1989), a partir de las pendientes obtenidas en los diagramas Ce/Yb-Ce y Ce/Lu-Ce (Tabla 35), es posible calcular un rango de valores aproximados para D_0^{Yb} y D_0^{Lu} . Si se utiliza la composición condritica propuesta por Hanson (1980) (ver Tabla 15), los rangos obtenidos son 0.132-0.264 y 0.151-0.301, respectivamente.

El valor de P_L^j puede ser fácilmente estimado a partir de la expresión [24], cuando el resto de parámetros son conocidos:

$$P_L^j = 1 - \frac{\frac{C_0^j}{C_L^j} - D_0^j}{F} \quad [37]$$

A partir de los rangos de C_0^{Yb} , C_0^{Lu} , D_0^{Yb} y D_0^{Lu} anteriores y teniendo en cuenta que para un basalto olivínico con un contenido en Ce de 66.4 ppm (CAL-34), el grado de fusión se encuentra entre 15% y 27%, es posible estimar un rango de valores aproximados para P_L^{Yb} y P_L^{Lu} .

Como se desprende de los valores obtenidos (Tabla 38 y Fig 71), cuando aumenta el contenido en tierras raras pesadas en el material originario, deben disminuir los valores de P_L requeridos para justificar el resto de parámetros. Esto implica que, para un material originario con una abundancia en Yb y Lu igual a $\times 4$ veces el valor condritico y si $P_L > D_0$, el porcentaje de fusión requerido ha de ser superior al 27%. Este valor resulta muy elevado en comparación con los usualmente estimados para basaltos olivínicos alcalinos (Gast, 1968; Kay y Gast, 1973; Sun y Hanson, 1975; Clague y Frey, 1982; etc.), por lo que si se aceptan los resultados de estos trabajos, se puede suponer que el contenido en Yb y Lu en el material originario no ha debido superar el factor $\times 3$, respecto a los valores condriticos.

A partir de los datos anteriores, es posible establecer nuevas restricciones respecto a las posibles tasas de fusión, en función de los valores D_0^i y P_L^i obtenidos para Yb y Lu, y de las concentraciones de estos elementos en el residuo. En efecto, como se desprende de la expresión que permite calcular la concentración de un elemento i en el material residual tras un proceso de fusión parcial no modal:

$$C_{RS}^i = \frac{C_0^i}{(1-F)} \left[\frac{D_0^i - P_L^i F}{D_0^i + F(1-P_L^i)} \right] \quad [38]$$

la obtención de un valor de C_{RS} igual a cero, implica que la tasa de fusión ha sido lo suficientemente elevada para agotar en un determinado elemento el material

TABLA 38. Valores de C_0 y D_0 para Yb y Lu, en función del enriquecimiento condritico y valores de P_L^{Yb} y P_L^{Lu} en función de C_0 y F.

			Factor de enriquecimiento	×2	×3	×4
Yb	C_0^{Yb}			0.416	0.624	0.832
	D_0^{Yb}			0.132	0.198	0.264
			P_L^{Yb}			
	F(%)	15		0.478	0.218	< 0
		16		0.511	0.267	0.022
		17		0.540	0.310	0.080
		19		0.588	0.382	0.177
		21		0.627	0.441	0.255
		23		0.660	0.490	0.320
		25		0.687	0.531	0.374
		27		0.710	0.565	0.421
Lu	C_0^{Lu}			0.066	0.099	0.132
	D_0^{Lu}			0.151	0.226	0.301
			P_L^{Lu}			
	F(%)	15		0.374	0.061	< 0
		16		0.413	0.120	< 0
		17		0.448	0.171	< 0
		18		0.478	0.218	< 0
		19		0.506	0.259	0.012
		20		0.531	0.296	0.061
		21		0.553	0.329	0.106
		23		0.592	0.388	0.183
		25		0.624	0.437	0.249
		27		0.652	0.478	0.304

Los porcentajes mínimos de F para los que se obtiene el primer valor positivo de P_L^{Yb} y P_L^{Lu} son 8 y 10%, respectivamente. Todas las concentraciones se expresan en ppm.

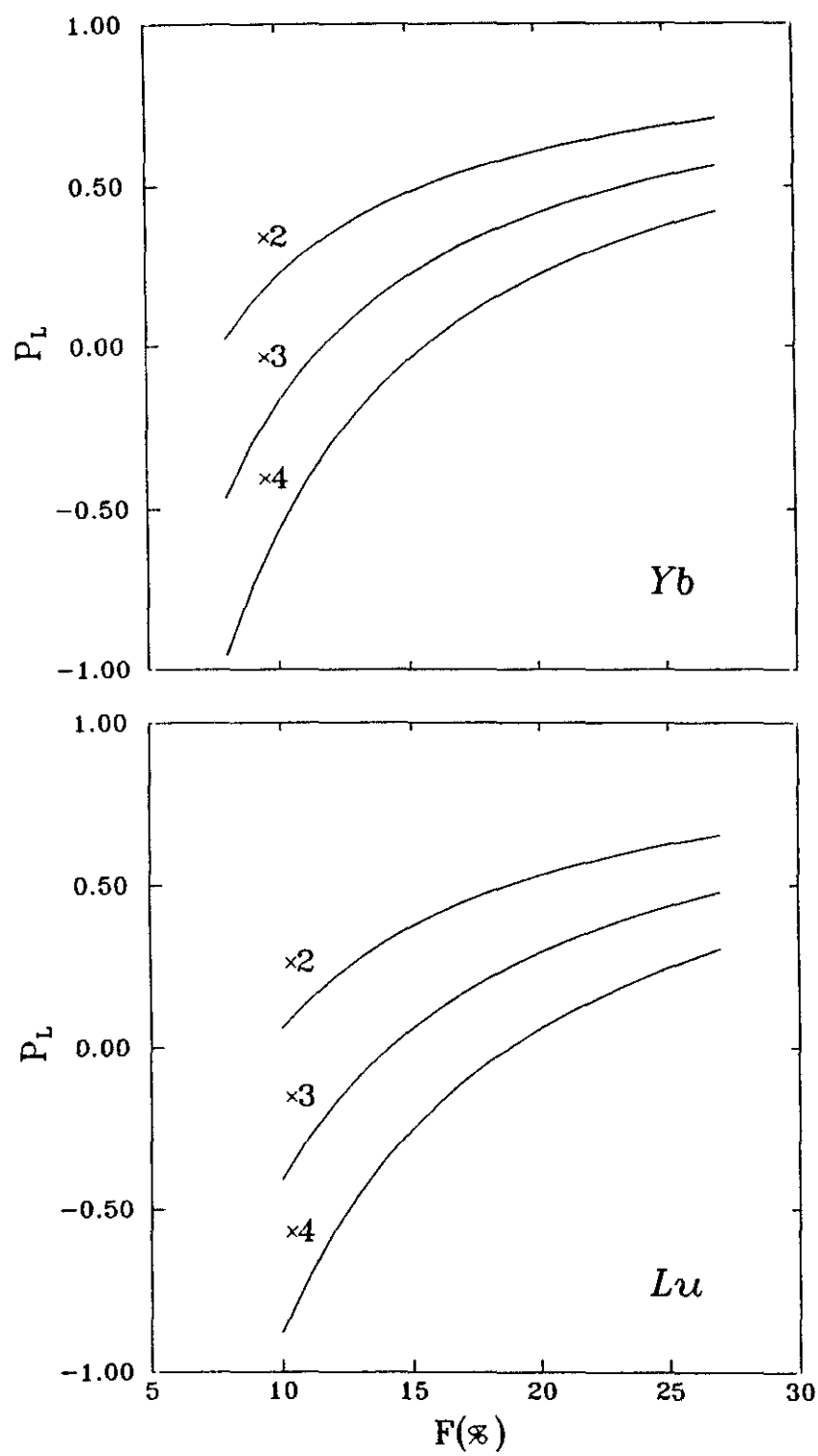


Fig. 71. Valores posibles de P_L^{Yb} y P_L^{Lu} en función de $F(\%)$ y el grado de enriquecimiento condritico del material original.

TABLA 39. Abundancia en Yb y Lu (ppm) en el residuo, para distintos porcentajes de F, en función del enriquecimiento condritico.

		C _{RS}			
		Factor enriq.	×2	×3	×4
Yb	F(%)	15	0.140	0.385	0.629
		16	0.118	0.366	0.613
		17	0.096	0.346	0.597
		19	0.049	0.306	0.563
		21	0.000	0.264	0.527
		23	<0	0.219	0.489
		25	<0	0.172	0.449
		27	<0	0.123	0.407
Lu	F(%)	15	0.030	0.069	0.108
		16	0.027	0.066	0.106
		17	0.024	0.064	0.104
		19	0.018	0.059	0.100
		21	0.012	0.054	0.095
		23	0.005	0.048	0.091
		25	<0	0.042	0.086
		27	<0	0.036	0.081

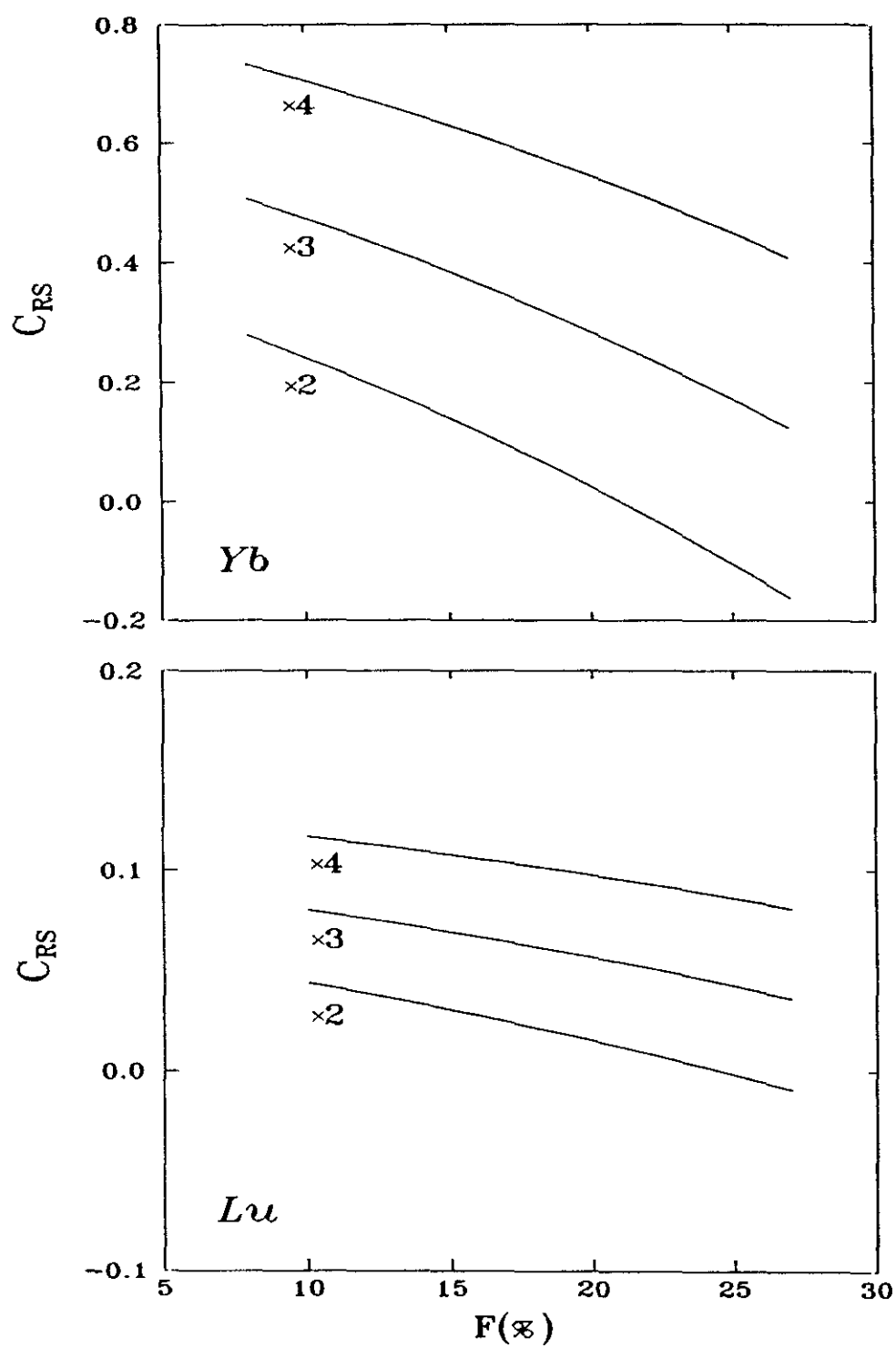


Fig. 72. Concentración de Yb y Lu en el residuo (en ppm) en función de $F(\%)$ y del grado de enriquecimiento condritico del manto fuente.

original. Esta circunstancia es improbable en la mayor parte de los casos, sobre todo en líquidos basálticos subsaturados, generados a partir de un manto enriquecido y en los que el porcentaje de fusión no suele alcanzar el 20%. Por consiguiente, los valores de F en los que C_{rs} es cero representan cotas máximas en el proceso de fusión. Si en la expresión anterior, se sustituyen los valores de los coeficientes de distribución global para Yb y Lu, es posible calcular las concentraciones en el residuo que resultan de aplicar un rango de valores de F .

Los datos obtenidos (Tabla 39 y Fig. 72), demuestran que el mayor empobrecimiento en el material residual se produce para los menores coeficientes de distribución global y las mayores tasas de fusión. Además, se observa que para un factor de enriquecimiento con respecto a las condritas igual a $\times 2$, el porcentaje de fusión no ha debido superar el 21%, no existiendo ninguna restricción en cuanto a la tasa de fusión mínima.

Cálculo de F , y de C_0^i , D_0^i , y P_L^i de los elementos altamente incompatibles.

Las aproximaciones realizadas hasta ahora, han permitido fijar los rangos de variación posibles de la mayor parte de los parámetros que definen el proceso de fusión que ha dado lugar a los basaltos de CC. Sin embargo, para una adecuada definición del modelo petrogenético, es necesario adoptar valores concretos dentro de dichos rangos. Esta elección se puede llevar a cabo de forma más o menos arbitraria (como p.ej. en Clague y Frey, 1982), pero esto supone ciertas indeterminaciones en el modelo. En consecuencia, se ha intentado obtener una solución que permita: 1) reproducir las concentraciones observadas; 2) justificar las pautas descritas por los elementos mayores y traza en los diagramas binarios

(valores de A^j , B^j y r), y 3) reducir los errores, desde un punto de vista estadístico.

Para cumplir las tres condiciones, es necesario resolver un sistema de ecuaciones relativamente complejo. En este sistema se han de incluir las expresiones que describen el proceso de fusión y las correspondientes a los valores de la pendiente y la ordenada en el origen en los diagramas relación-elemento. Para reducir la complejidad del sistema, las expresiones [28] y [29] se han reagrupado en una sola, con lo que la expresión a resolver toma la forma:

$$\frac{B^j}{A^j} = \frac{C_0^i}{\left[D_0^j \frac{1-P_L^i}{1-P_L^j} \right] - D_0^i} \quad [39]$$

Por otro lado, se debe incluir una expresión que permita mantener las concentraciones en el residuo dentro de rangos aceptables. Como ya se ha indicado en un apartado precedente, esto significa que es necesario cumplir la condición de que la concentración de todos los elementos en el residuo sea igual o superior a cero, pero nunca negativa. Este requisito es frecuentemente ignorado en la elaboración de modelos petrogenéticos, tanto por el procedimiento directo como en el sistema propuesto por Minster y Allègre (1978), lo que implica la posible obtención de modelos incorrectos. Finalmente, en el sistema se han incluido algunas restricciones respecto a los valores que pueden adoptar los parámetros. Así, se ha impuesto la condición de que los valores calculados se encuentren dentro de los rangos obtenidos anteriormente y que los coeficientes de reparto en el material original sean inferiores a los de participación en el líquido. Esta última restricción se suele cumplir en líquidos de composición basáltica, ya que como han puesto de manifiesto los estudios experimentales (p.ej. Leeman,

1976, y Wass, 1980), el porcentaje en que se encuentran en el manto superior las fases mayoritarias con coeficientes de distribución mineral/líquido más elevados para la mayor parte de los elementos (fundamentalmente, Cpx), suele ser inferior al de participación en la producción del líquido. Por la misma razón, la presencia de determinadas fases minoritarias (p.ej. granate, espinela, anfíbol, apatito, etc.) con coeficientes mineral/líquido muy elevados para algunos elementos o grupos de elementos, implica que éstos presenten valores P_L^i muy superiores a los de D_0^i .

La solución de este tipo de sistemas se suele obtener mediante un cálculo iterativo a partir de valores supuestos, lo más cercanos posible a la solución final (p.ej. Minster *et al.*, 1977 y Minster y Allègre, 1978), por lo que es necesario establecer un sistema cuyos parámetros puedan ser estimados lo más correctamente posible. Como ya se ha indicado, existe un elevado grado de incertidumbre respecto al valor de los parámetros de la mayor parte de los elementos. La única excepción, son los elementos altamente incompatibles, cuyos coeficientes globales de reparto son cercanos a cero, e Yb y Lu, cuya concentración en el material original varía en un rango relativamente estrecho. Por consiguiente, el sistema se ha establecido para Ce, La, Yb y Lu, cuyos parámetros pueden ser estimados con cierta aproximación.

TABLA 40. Valores de D_0 , P_L y C_0 para La, Ce, Yb y Lu, y porcentaje de fusión máximo de las rocas de Campo de Calatrava.

F=0.176			
Elemento	D_0	P_L	C_0 (ppm)
La	0.009	0.049	5.926
Ce	0.003	0.014	11.709
Yb	0.143	0.221	0.554
Lu	0.151	0.153	0.081

Los resultados obtenidos (Tabla 40), confirman el carácter altamente incompatible de Ce y La, y el moderadamente incompatible de Yb y Lu. El coeficiente de distribución global del elemento de referencia en el material original (0.003) es análogo a los obtenidos por otros autores (p.ej. Sun y Hanson, 1975). Asimismo, se confirma el enriquecimiento con respecto a los valores condriticos, con factores en torno a $\times 2.6$ para Yb y Lu, y $\times 11$ - $\times 19$ para los elementos altamente incompatibles. El porcentaje de fusión calculado es igual a 17.6%.

Cálculo de C_0^j , P_L^j , y D_0^j para los restantes elementos traza.

A partir de los valores obtenidos, es posible calcular rangos más ajustados para los parámetros del resto de los elementos. Si se sustituyen los parámetros fijados para el elemento de referencia en la expresión [39], se obtiene:

$$1 - P_L^j = D_0^j \frac{0.986}{\frac{A^j}{B^j} 11.709 + 0.003} \quad [40]$$

Por otro lado, si se sustituye el valor de esta expresión en la ecuación [24] y se reagrupan términos:

$$\frac{C_0^j}{C_L^j} = D_0^j \left[1 + \frac{0.174}{\frac{A^j}{B^j} 11.709 + 0.003} \right] \quad [41]$$

Estas dos expresiones permiten calcular los valores posibles de C_0^j , D_0^j y P_L^j para el resto de los elementos. Así, a partir de los valores A^j , B^j y C_L^j (CAL-34), se

pueden obtener los valores de D_0^j que, sustituidos en las expresiones [40] y [41], proporcionan valores geoquímicamente razonables de P_L^j y C_0^j , y que sustituidos en la expresión [38] cumplen el requisito $C_{RS}^j > 0$. En la Tabla 41, se recogen los resultados obtenidos. Como se puede observar, en algunos casos (P_2O_5 , Nd y Nb) solo es posible una solución y en otros, los valores oscilan en rangos considerablemente más estrechos que los estimados mediante las aproximaciones iniciales. La elección de un valor determinado se puede establecer atendiendo a diversos criterios.

TABLA 41. Rangos posibles de D_0 , P_L y C_0 para los elementos incompatibles de las rocas de Campo de Calatrava.

Elemento	D_0	P_L	C_0
Nd	0.015	0.021	6.667
Sm	0.024-0.027	0.128-0.019	1.296-1.458
Eu	0.038-0.047	0.197-0.007	0.461-0.570
Gd	0.047-0.062	0.249-0.009	1.380-1.820
Dy	0.073-0.122	0.405-0.006	1.102-1.841
P_2O_5	0.014	0.041	0.097
Nb	0.011	0.023	7.683
Sr	0.026-0.030	0.137-0.005	102.958-118.797
Y	0.066-0.103	0.365-0.009	4.623-7.215
Zr	0.038-0.047	0.206-0.018	30.041-37.156

Todas las concentraciones se expresan en ppm, excepto P_2O_5 en tanto por ciento.

Por las razones ya expuestas, es posible restringir los valores aceptables a aquellos casos en los que $D_0^i < P_L^i$. Por otro lado, los coeficientes de correlación (r) y los valores de la pendiente en el origen (B^j) en los diagramas elemento-elemento, y las pendientes (A^j) en los diagramas relación-elemento, permiten estimar la magnitud relativa de los coeficientes de reparto globales de los elementos que se enfrentan. En el caso de las tierras raras, resulta evidente la estrecha relación entre dichos parámetros y el número atómico. Esto permite acotar al máximo los parámetros de estos elementos, al haberse fijado previamente los correspondientes a La, Ce, Yb y Lu. Este criterio puede ser también aplicado al resto de elementos incompatibles. Los rangos obtenidos mediante la aplicación de estas restricciones son sumamente estrechos, no existiendo apenas diferencia entre los valores extremos (en general, por debajo del error analítico), por lo que finalmente se han adoptado valores medios (Tabla 42). Estos parámetros cumplen los tres requisitos fijados para la resolución del sistema y permiten reproducir las concentraciones observadas en los basaltos olivínicos alcalinos con una precisión excelente ($r=1.000$).

Por último, es necesario comprobar si estos parámetros permiten obtener las concentraciones observadas en los términos más subsaturados de la serie. Si como se ha supuesto, el rango de fusión varía en un factor aproximadamente igual a 3.5 el porcentaje mínimo de fusión se debe situar en torno al 5%. El mejor ajuste se obtiene al aplicar una tasa de fusión igual a 4.9%, la cual reproduce con bastante exactitud ($r=1.000$) las concentraciones observadas en la melilitita olivínica con mayor contenido en Ce (CAL-67). El ajuste obtenido no es tan bueno como en el caso de los basaltos olivínicos, pero la desviación entre los datos calculados y observados se encuentra muy por debajo del error analítico. En consecuencia, se puede concluir que el valor de los coeficientes globales de reparto no ha variado durante el proceso de fusión.

TABLA 42. Valores de D_0 , P_L , C_0 (en ppm) y factor de enriquecimiento condrítico en el material original para los elementos incompatibles de las rocas de Campo de Calatrava.

	D_0	P_L	C_0	factor
La	0.009	0.049	5.926	18.8
Ce	0.003	0.014	11.709	14.4
Nd	0.015	0.021	6.667	11.2
Sm	0.026	0.055	1.404	7.3
Eu	0.043	0.092	0.521	7.2
Gd	0.055	0.121	1.615	6.2
Dy	0.098	0.201	1.479	4.6
Yb	0.143	0.221	0.554	2.7
Lu	0.151	0.153	0.081	2.5
P ₂ O ₅	0.014	0.041	423.308	1.0
Nb	0.011	0.023	7.683	19.2
Sr	0.028	0.071	110.878	10.1
Y	0.085	0.182	5.954	2.8
Zr	0.043	0.101	33.993	5.8

Para el cálculo del factor de enriquecimiento, se han utilizado las abundancias condriticas de Hanson (1980) para las TR y de Mason (1979) para el resto de los elementos.

Evaluación de los parámetros del proceso de fusión para las leucititas olivínicas.

Como ya se ha indicado en capítulos precedentes, los caracteres geoquímicos de las leucititas olivínicas requieren abordar su modelización de forma separada del resto de grupos litológicos. Por otro lado, la escasa representación de este grupo en la región (un único punto de emisión) y la ausencia de variabilidad composicional en el único tipo primario existente, impide aplicar una aproximación como la realizada en los otros grupos. Lógicamente, esto implica una mayor indeterminación en sus parámetros.

Las marcadas diferencias composicionales de las leucititas respecto al resto de los tipos litológicos existentes en el área, reflejadas claramente en los diagramas de TR y spider, requieren la existencia de un manto heterogéneo en CC. Puesto que la carencia de datos impide evaluar correctamente la posibilidad de que las diferencias sean tanto mineralógicas como composicionales, el problema se centra en determinar si dicha heterogeneidad puede ser explicada atendiendo a una sola de dichas posibilidades.

Para abordar este problema, es necesario seleccionar nuevamente el elemento incompatible de referencia y asignar un coeficiente de distribución global a dicho elemento. En principio, el fuerte enriquecimiento en Ce de las leucititas puede ser consecuencia de su comportamiento altamente incompatible. En este caso, dicho elemento puede ser utilizado de nuevo como elemento de referencia. Por lo que respecta a los coeficientes de distribución global (D_0^i y P_L^i), en una primera aproximación se puede asumir que son próximos a los obtenidos para los otros grupos litológicos.

Esto permite obtener el porcentaje de fusión aproximado para las leucititas, si se conoce el valor de C_0^{Ce} . Si se asume que este parámetro es igual al estimado para los otros grupos, el porcentaje de fusión debe ser $\sim 6.5\%$, similar al valor medio de las melilititas olivínicas. El cálculo de F mediante otros valores de C_0^{Ce} , puede modificar este resultado. Así, si se supone un enriquecimiento condritico para Ce correspondiente al rango de los elementos altamente incompatibles ($\times 11$ - $\times 19$), los valores de F oscilan entre $\sim 5\%$ y $\sim 9\%$. A partir de estos valores de F y de los coeficientes globales de reparto (D_0^i y P_L^i) estimados para las otras rocas de la región, es posible calcular la abundancia en elementos traza necesaria para reproducir las composiciones observadas. En general, los resultados obtenidos (Tabla 43) no muestran grandes diferencias, por lo que un valor de F igual a 6.5% , se puede considerar un valor aceptable.

Aunque estas concentraciones permiten reproducir las concentraciones observadas, resulta improbable que modificaciones de la composición del material originario no vayan acompañadas de cambios en los coeficientes de distribución global. Lógicamente, la magnitud de este cambio no es igual para todos los elementos, siendo más acusado en aquellos que poseen mayores coeficientes de distribución mineral/líquido para las fases que constituyen el material original.

Análogamente al caso anterior, se han calculado los coeficientes de distribución global necesarios para reproducir las concentraciones observadas, asumidos los valores de C_0^i obtenidos para el manto original del resto de los tipos litológicos y el valor de F igual a 6.5% . En este caso, los resultados obtenidos (Tabla 44) son los valores mínimos que cumplen los requisitos $D_0^i < P_L^i$ y $C_{Rs}^i \geq 0$. Como se puede comprobar, los elementos considerados también se comportan como incompatibles durante la generación de los líquidos leucitíticos. Esto significa que, el manto fuente de las leucititas es cualitativamente semejante al de las melilititas-nefelinitas-basaltos olivínicos, ya que no han entrado en juego nuevas fases con

elevados coeficientes mineral/líquido para dichos elementos. No obstante, las proporciones de las fases presentes son diferentes, como veremos en el siguiente apartado.

TABLA 43. Concentración de los elementos incompatibles en el manto original de las leucititas olivínicas, en función del contenido en Ce.

factor	×11	×13	×15	×17	×19
Ce	8.943	10.569	12.195	13.821	15.447
F(%)	4.9	5.8	6.8	7.7	8.7
La	4.385	5.094	5.804	6.513	7.223
Nd	6.382	7.320	8.259	9.198	10.136
Sm	1.394	1.567	1.739	1.911	2.084
Eu	0.363	0.398	0.434	0.470	0.505
Gd	1.161	1.260	1.358	1.457	1.555
Dy	0.891	0.940	0.989	1.038	1.087
Yb	0.380	0.396	0.411	0.427	0.442
Lu	0.052	0.054	0.056	0.058	0.061
Y	2.376	2.522	2.669	2.816	2.963
Zr	38.624	42.397	46.169	49.941	53.713
Nb	4.058	4.695	5.332	5.969	6.606
Sr	77.721	87.009	96.298	105.586	114.875
P ₂ O ₅	0.064	0.073	0.083	0.093	0.102

Todas las concentraciones se expresan en ppm, excepto P₂O₅ en %.

TABLA 44. Valores mínimos de D_0^i y P_L^i , y concentración en el residuo (en ppm) para las leucititas olivínicas.

Elemento	D_0	P_L	C_{RS}
La	0.013	0.045	0.849
Ce	0.003	0.014	0.390
Nd	0.003	0.035	0.078
Sm	0.009	0.019	0.160
Eu	0.065	0.069	0.269
Gd	0.077	0.088	0.903
Dy	0.174	0.176	1.130
Yb	0.213	0.218	0.447
Lu	0.252	0.262	0.068
P_2O_5	0.030	0.040	0.031
Nb	0.050	0.056	3.420
Sr	0.043	0.049	45.035
Y	0.266	0.271	5.047
Zr	0.013	0.022	5.490

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DEL MANTO ORIGINAL.

Como ya se ha indicado, el comportamiento de los elementos traza durante la fusión parcial está condicionada por la mineralogía del material residual. Así, el carácter incompatible de un elemento, supone que ninguna fase para la que dicho elemento posee un elevado coeficiente de distribución, está presente en el residuo. Por el contrario, cuando alguna de éstas permanece como fase residual, el

elemento en cuestión tendrá un débil carácter incompatible o incluso se comportará como compatible. Como también se ha mostrado, el comportamiento compatible o incompatible queda claramente reflejado en los diagramas $C_L^i-C_L^j$. Esta circunstancia ha sido empleada por diversos autores (Sun y Hanson, 1975; Clague y Frey, 1982, etc.) para inferir la presencia de determinadas fases en el manto. A continuación se aplica esta metodología a las rocas basálticas de CC.

Evaluación de la composición mineralógica. Presencia de fases minoritarias.

Los estudios realizados sobre xenolitos de origen mantélico en basaltos alcalinos de intraplaca (p.ej. Menzies, 1983, 1987 y Nixon, 1987), muestran la existencia de una gran diversidad petrológica en el manto fuente de dichas rocas, con composiciones que varían de dunitas a lherzolitas, si bien estas últimas son las más frecuentes. La paragénesis Ol+Opx+Cpx suele estar acompañada por granate/espinela y otras fases minoritarias, como flogopita, kaersutita, richterita potásica, apatito, circón, ilmenita, rutilo, etc. Determinar la presencia o ausencia de estas fases tiene importantes consecuencias sobre el modelo petrogenético establecido, al condicionar en gran medida el comportamiento de los elementos traza. Asimismo, algunas de estas fases juegan un papel fundamental en la distribución de los elementos mayores y de los volátiles en condiciones mantélicas, como flogopita y anfíbol en el caso de los álcalis y del agua (Allen *et al.*, 1972).

La presencia de las fases minoritarias en el manto residual, se puede poner de manifiesto mediante elementos indicadores. Por ejemplo, Yb, Lu e Y para el granate; Zr, P_2O_5 y TR ligeras para circón, apatito y esfena, y K_2O , Rb y Ba para flogopita-anfíbol.

Como demuestran los diagramas $C_L^i-C_L^j$ y $C_L^i-C_L^j/C_L^j$ (Tablas 34-35 y Figs 69-70), Yb, Lu e Y se comportan como elementos moderadamente incompatibles durante la fusión de melilititas, nefelinitas y basaltos. En efecto, Yb y Lu presentan buenas correlaciones frente a Ce en los diagramas elemento-elemento y la ordenada en el origen es relativamente reducida. Asimismo, el valor de la ordenada en el origen de los diagramas Yb/Ce-Ce y Lu/Ce-Ce es positiva, lo que indica que $P_L^{Yb,Lu} < 1$. Si se tiene en cuenta que el coeficiente de reparto granate/líquido para estos elementos es ~ 11.5 , para reproducir los valores de $P_L^{Yb,Lu}$ calculados (~ 0.2) serían necesarios porcentajes de granate inferiores al 2%. En ausencia de granate, la fase aluminica debe ser la espinela, cuyo coeficiente de distribución mineral/líquido para Yb y Lu es ~ 0.02 , por lo que la única fase capaz de fraccionar Yb y Lu es el clinopiroxeno ($D_{Cpx/liq}^{Yb,Lu} \approx 0.2$). En este caso, los coeficientes $P_L^{Yb,Lu}$ solo pueden ser reproducidos si se supone que el porcentaje de participación de esta fase en la generación de líquido es mayor del 80%, lo que resulta improbable. En consecuencia, el granate debe ser la fase aluminica presente en el manto fuente de los basaltos de CC. La baja abundancia y la escasa variación en Yb y Lu que exhiben estas rocas (ver capítulo 2), confirma la presencia de esta fase en el material original y su baja participación en el líquido. Por otra parte, la ausencia de granate en los xenolitos mantélicos que aparecen en las lavas de CC (Ancochea, 1982 y Ancochea y Nixon, 1987), implica que aquellos no representan el manto fuente de estas rocas.

Siguiendo el mismo razonamiento anterior, se puede concluir que circón, apatito y esfena no son fases residuales, dado el carácter altamente incompatible de Zr, P_2O_5 y TR ligeras*.

Por el contrario, la ausencia de correlación para K_2O , Rb y Ba, requiere la presencia de una fase potásica residual. Los minerales potásicos más frecuentes

*Esta afirmación no es contraria a que cualquiera de las fases que se consideran ausentes del manto residual, estuvieran presentes en el manto original antes de la fusión.

en paragénesis mantélicas, son flogopita y anfíbol (kaersutita, richterita, pargasita, etc.). Sin embargo, discriminar la presencia de una u otra (o de ambas) es difícil, debido a sus características similares. Sun y Hanson (1975), proponen el uso de la relación K/Rb, para distinguir ambas fases. En efecto, si el anfíbol es la fase presente, la relación K/Rb debe ser inferior a la que presentaría un líquido cuya fase residual es flogopita, cuyo $D_{\text{min/liq}}^{\text{Rb}}$ es mayor. Sin embargo, este criterio es difícil de aplicar debido a la movilidad de ambos elementos y a la gran variabilidad composicional de ambas fases. En el caso de los basaltos de CC, es posible discriminar la presencia de estas fases mediante el uso del Sr como elemento diagnóstico. Como se desprende de las correlaciones en los diagramas binarios (Tablas 34-35, y Fig. 70) y del modelo petrogenético propuesto, el Sr se comporta como un elemento de marcado carácter incompatible. Esto significa que ninguna fase para la que este elemento posee elevados $D_{\text{min/liq}}^{\text{Sr}}$ (p.ej. plagioclasa y apatito), está presente en el residuo. En ausencia de plagioclasa y apatito, el anfíbol potásico es la única fase capaz de fraccionar Sr. En consecuencia, la fase

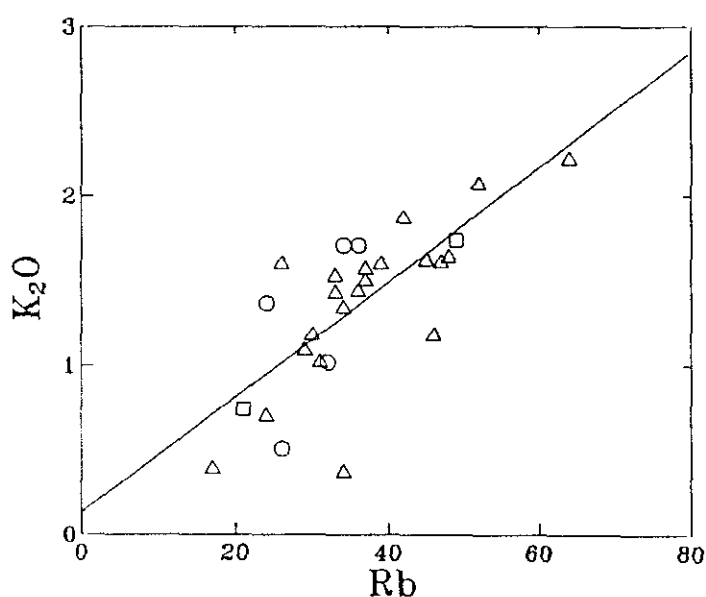


Fig. 74. Diagrama Rb(ppm)-K₂O(%) para las melilitas (Δ), nefelinitas (□) y basaltos olivínicos (○) primarios de Campo de Calatrava.

potásica presente en el manto fuente para los basaltos de CC es probablemente la flogopita, cuyos $D_{\text{min/liq}}^{\text{Sr}}$ son muy reducidos (ver Arth, 1976 y Roden, 1981).

Como se puede comprobar en la figura 74, existe una ligera correlación positiva entre K_2O y Rb. Esta tendencia puede ser explicada por la presencia de cantidades variables de flogopita en el manto fuente. Sin embargo, la ausencia de una variación sistemática en función de los tipos petrológicos, indica que el contenido en flogopita del manto original ha sido análogo para todos los grupos. Una importante excepción son las leucititas olivínicas, cuya mayor abundancia en K_2O , Rb y Ba implica una mayor participación de la flogopita en el proceso de fusión y/o una mayor abundancia en dichos elementos en el manto originario.

En la figura 75 se han proyectado Rb y Ba frente a Ce en diagramas del tipo $C_L^i/C_L^i - C_L^i$. Si para estos elementos se aplica una aproximación análoga a la utilizada para los elementos traza incompatibles, es posible obtener rangos para los valores de D_0^i y P_L^i para estos elementos. A efectos de cálculo, se han considerado las condiciones estimadas para el porcentaje máximo de fusión y al igual que en aquella aproximación, solo se consideran válidos aquellos valores que cumplen las condiciones $D_0^i < P_L^i$ y $C_{\text{RS}}^i \geq 0$. Por otro lado, es posible acotar aún más el rango de valores aceptables a partir del cálculo de la mineralogía residual. En el caso de la fusión parcial no modal, la proporción de una fase α en el residuo (X_α), viene dada por la expresión:

$$X_\alpha = \frac{X_\alpha^0 - P_\alpha F}{1 - F} \quad [42]$$

donde X_α^0 es el porcentaje de la fase α en el material original y P_α^0 la proporción en que la fase α contribuye a la producción de líquido. Puesto que la flogopita ha permanecido como fase residual durante la fusión, X_{Fg} debe ser positivo. Esta

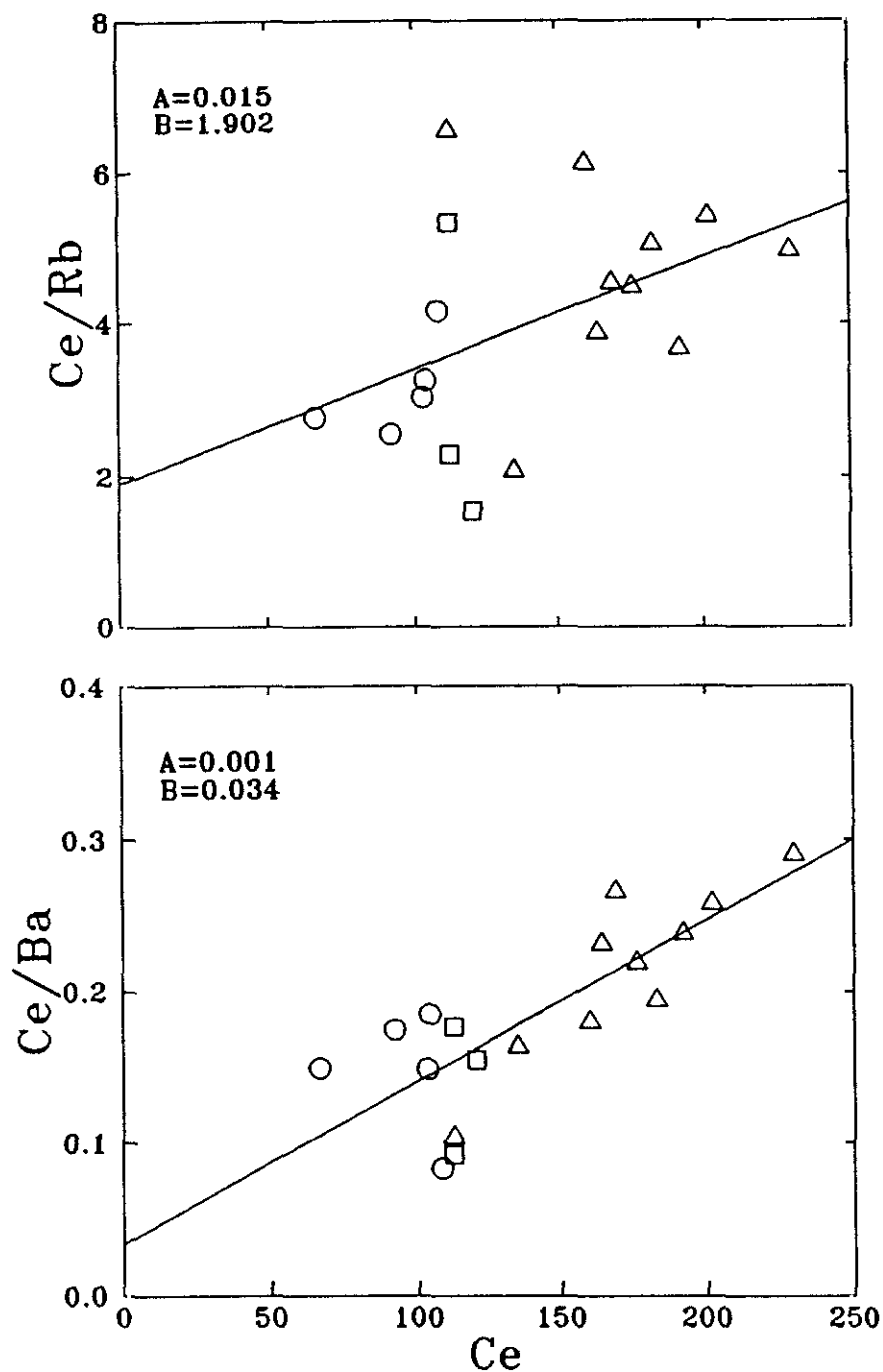


Fig. 75. Diagramas C_L^{Ce}/C_L^{Rb} - C_L^{Ce} para Rb y Ba para las melilititas (Δ), nefelinitas (\square) y basaltos olivínicos (\circ) primarios de Campo de Calatrava. Los parámetros A y B son la pendiente y la ordenada en el origen, respectivamente, de las rectas de regresión lineal que se indican en los diagramas. Todas las concentraciones en ppm.

condición no se cumple en aquellos casos en los que los valores P_L^i son más elevados y las proporciones de flogopita en el material original son inferiores. Para la evaluación aproximada de este último parámetro, es necesario adoptar valores adecuados de $D_{Flg/liq}^{Rb}$ y $D_{Flg/liq}^{Ba}$. Debido a la gran incertidumbre en los coeficientes de distribución mineral/líquido, se han utilizado rangos de valores tomados de Arth (1976) y Roden (1981). Los parámetros utilizados en el cálculo y los resultados obtenidos se indican en la Tabla 45.

Los coeficientes de distribución global en el material original son relativamente bajos, lo que implica que la proporción de flogopita debe ser reducida. Estos porcentajes se han calculado considerando que la flogopita es la única fase que puede fraccionar Rb y Ba, por lo que representan proporciones máximas. En el caso del Ba, los porcentajes obtenidos a partir del coeficiente de distribución mineral/líquido igual a 1 son improbables. En consecuencia, la proporción de flogopita en el manto debió oscilar entre 2 y 9%.

Como es bien sabido, las abundancias en elementos alcalinos en basaltos se suelen ver afectadas por fenómenos de alteración posteriores a la fusión (Kay y Gast, 1973; Sun y Hanson, 1975; Frey *et al.*, 1978; Clague y Frey, 1982; etc.), por lo que la evaluación de parámetros a partir de estos elementos supone un elevado grado de incertidumbre. Probablemente, la relativa discrepancia en los datos obtenidos con Rb y Ba es debido a esta circunstancia y/o a la incertidumbre del valor de los coeficientes $D_{Flg/liq}^{Rb}$ y $D_{Flg/liq}^{Ba}$.

Composición mineralógica del manto fuente de las leucititas olivínicas.

Los menores valores D_0^i y P_L^i obtenidos para P_2O_5 y Sr en las leucititas, indican que también en este caso apatito y anfíbol se encuentran ausentes en el manto

TABLA 45. Rango de variación de D_0 , P_L , C_0 y C_{RS} para Rb y Ba en el fundido producido por el mayor porcentaje de fusión, en función de los coeficientes $D_{Flg/liq}$, y porcentaje de flogopita en el material original (X_{Flg}^0) y en el residuo (X_{Flg}).

	Rb		Ba	
C_L	24		446	
$D_{Flg/liq}$	1.5	3.1	1	2.8
<i>Valores mínimos de D_0</i>				
D_0	0.063	0.064	0.118	0.119
P_L	0.348	0.338	0.665	0.662
C_{RS}	0.049	0.131	0.513	1.324
C_0	4.264	4.332	78.918	79.587
X_{Flg}^0	4.2	2.1	11.8	4.3
X_{Flg}	0.1	0.2	0.1	0.1
<i>Valores máximos de D_0</i>				
D_0	0.088		0.260	
P_L	0.090		0.262	
C_{RS}	2.102		115.767	
C_0	5.956		173.888	
X_{Flg}^0	5.9	2.8	26.0	9.3
X_{Flg}	5.2	1.5	26.0	5.7

Todas las concentraciones se expresan en ppm.

residual. En consecuencia, la mineralogía del manto original para las leucititas es cualitativamente semejante a la de las melilititas-nefelinitas-basaltos olivínicos y los distintos coeficientes de distribución global de dichos elementos son debidos a diferentes proporciones de las fases minerales. Así, los menores coeficientes D_0^i y P_L^i obtenidos para las TR pesadas y el ligeramente mayor de Eu, pueden ser perfectamente explicados por una menor proporción de clinopiroxeno en el manto y un menor porcentaje de participación del mismo. Estas conclusiones se confirman por la menor abundancia en CaO y Na₂O de las leucititas respecto a las lavas asociadas.

Por lo que respecta al porcentaje de flogopita en las leucititas, solo se puede aplicar una aproximación similar a la realizada en el caso de los elementos incompatibles. Los resultados obtenidos del cálculo se recogen en la Tabla 46.

En el caso del Rb, el cálculo de coeficientes de distribución global, fijado un rango de C_0^{Rb} igual al calculado para el manto de los otros grupos litológicos y una tasa de fusión igual a 6.5%, no permite obtener resultados aceptables. En efecto, las concentraciones de Rb sólo pueden ser reproducidas a partir de valores D_0^{Rb} y P_L^{Rb} aceptables, si $C_0^{Rb} \geq 20$ ppm. Por lo que respecta al Ba, el cálculo da como resultado coeficientes de distribución muy reducidos, que permiten estimar un porcentaje máximo de flogopita entre 3-9%, análogo al obtenido para las otras rocas de la región. Finalmente, si se fijan los coeficientes de distribución global igualándolos a los rangos de los otros grupos, la abundancia en Rb y Ba en el manto original requerida para reproducir las concentraciones observadas, debe ser muy superior a la de aquellos.

La inspección de estos resultados, demuestra la necesidad de recurrir a una heterogeneidad composicional para explicar la abundancia en Rb de las leucititas olivínicas. Por lo que respecta al Ba, los bajos coeficientes de distribución sólo

TABLA 46. Rangos de variación de C_0 , D_0 , P_L y C_{RS} para Rb y Ba, y porcentajes de flogopita en el manto fuente (X_{Flg}^0) y en el residuo (X_{Flg}) para las leucititas olivínicas.

	Rb		Ba	
<i>Valores mínimos de D_0, fijado C_0</i>				
C_0	4.264	5.956	78.918	173.888
D_0	—	—	0.005	0.094
P_L	—	—	0.015	0.106
C_{RS}	<0	<0	4.944	106.517
X_{α}^0	—	—	0.2-0.5	3.4-9.4
X_{α}	—	—	0.1-0.4	2.9-9.3
<i>Valores de C_0, fijados D_0 y P_L</i>				
D_0	0.063	0.088	0.118	0.260
P_L	0.348	0.090	0.665	0.262
C_0	31.614	44.145	159.763	352.010
C_{RS}	12.956	26.358	91.409	297.021

Todas las concentraciones se expresan en ppm.

pueden ser explicados por una menor presencia de flogopita, lo que está en contradicción con los contenidos en Rb requeridos, por lo que esta posibilidad debe ser rechazada. En consecuencia, la hipótesis más probable es que el manto original de las leucititas olivínicas se encuentra enriquecido en Rb, Ba y K_2O , y presenta un porcentaje mayor de flogopita, respecto a los otros grupos. Esto

supone que los coeficientes de distribución global de dichos elementos deben ser también mayores, por lo que las concentraciones indicadas en la Tabla 46, representan valores mínimos.

Variación mineralógica durante la fusión.

La generación de una serie de líquidos a partir de un sólido homogéneo, mediante tasas de fusión progresivamente mayores, implica variaciones en la mineralogía residual. Como se puede suponer, estas variaciones quedan reflejadas en la composición de los sucesivos magmas, por lo que es posible evaluar la magnitud de dichos cambios.

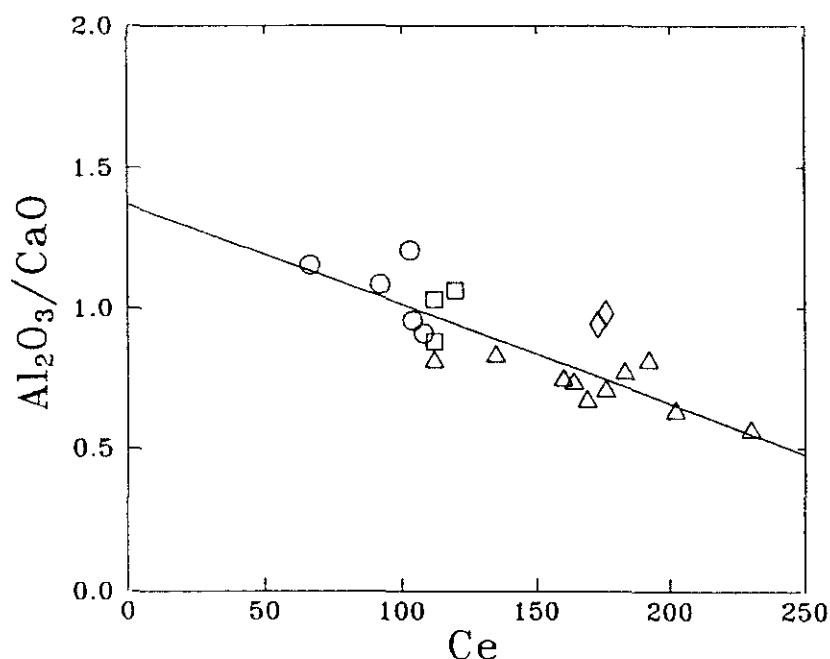


Fig. 73. Variación de la relación Al_2O_3/CaO en función de la abundancia en Ce en las rocas basálticas de Campo de Calatrava (◇: leucititas; Δ: melilititas; □: nefelinitas; ○: basaltos olivínicos). La línea corresponde al ajuste por regresión lineal para melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos.

En el diagrama de la figura 73, se ha proyectado la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ frente a Ce para los líquidos primarios de CC, donde se puede observar un sistemático aumento de dicha relación al progresar la fusión (esto es, al decrecer la abundancia de Ce). Puesto que en el manto fuente de estas rocas, las únicas fases capaces de albergar Al_2O_3 y CaO en su estructura son granate y clinopiroxeno, respectivamente, dicha variación requiere que la relación Gr/Cpx aumente en el líquido (y por consiguiente, disminuya en el residuo) al aumentar el porcentaje de fusión. Por otro lado, la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ de las leucititas olivínicas es superior a la de las melilititas equivalentes, lo que implica una relación Gr/Cpx superior en el líquido leucitítico e inferior en su residuo. Si como se ha indicado en el apartado precedente, la participación del clinopiroxeno en las leucititas es menor, la proporción de granate en el líquido debe ser análoga o superior a la estimada para los otros grupos. Finalmente, se puede comprobar que para la tasa de fusión máxima, la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ es próxima a la de las condritas (1.1), lo que significa que granate y clinopiroxeno permanecen en el residuo en proporciones mínimas.

MODELIZACIÓN CUANTITATIVA DEL PROCESO DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA.

Como ya se ha indicado, una parte de las rocas de CC no representan magmas primarios, sino diferenciados por cristalización fraccionada. Los caracteres geoquímicos de estas rocas permiten establecer que derivan de los magmas primarios presentes en la región.

Como es bien sabido, en la cristalización en equilibrio, los minerales permanecen en contacto con el líquido original hasta el momento de su extracción. Es decir,

si las condiciones P-T-X varían, los minerales reaccionan con el líquido residual hasta alcanzar el equilibrio. En consecuencia, si la separación entre minerales y líquido residual no se verifica, la roca resultante de este proceso tiene la misma composición que el fundido inicial. Por el contrario, en la cristalización fraccionada, los minerales son extraídos continuamente. En ambos procesos, el líquido residual se empobrece en los elementos que constituyen los minerales fraccionados y se enriquece en los que no forman parte de dichas fases. Como se desprende de las ecuaciones que describen ambos tipos de cristalización:

$$C_L^i = \frac{C_0^i}{D_0^i + \overline{F}(1-D_0^i)} \quad [43]$$

$$C_L^i = C_0^i - F^{D^i-1} \quad [44]$$

el grado de empobrecimiento debido a la cristalización fraccionada es de mayor magnitud que el de la cristalización en equilibrio, para un determinado valor de F. Puesto que este parámetro suele ser desconocido, la distinción entre ambos procesos no se puede establecer atendiendo a dicho criterio.

Como se ha mostrado en el capítulo 2, las rocas diferenciadas de CC, se caracterizan por un empobrecimiento en los constituyentes esenciales de los fenocristales que aparecen en estas rocas (Ol+Cpx) y un enriquecimiento en el resto de los elementos. En consecuencia, la variación composicional observada debe ser el resultado de un proceso de cristalización en el que han participado las fases citadas. Por otro lado, la presencia de fenocristales zonados, implica que el proceso ha seguido un modelo de cristalización fraccionada. En efecto, la zonación implica que la velocidad de cristalización supera a la de reacción, por lo que las sucesivas zonas del cristal han quedado aisladas del líquido residual.

Puesto que durante la cristalización fraccionada, las variaciones de mayor magnitud se producen en los elementos mayores y traza que entran a formar parte de los minerales fraccionados (ver p.ej. López Ruiz y Cebriá, 1990), estos elementos son los mejores indicadores para la modelización de los procesos de cristalización.

Análogamente al caso de la fusión parcial, se han propuesto varias aproximaciones para la aplicación del método inverso a los procesos de cristalización (p.ej. Minster *et al.*, 1977; Hofmann y Feigenson, 1983). En nuestro caso, se ha adoptado nuevamente una aproximación que permite fijar simultáneamente todos los parámetros del proceso, pero sin necesidad de acudir a métodos matemáticos complejos. En los siguientes apartados, se describe la aproximación seguida en cada caso, para la determinación de los distintos parámetros.

Fases minerales fraccionadas.

Como ya se ha indicado, olivino y clinopiroxeno son las únicas fases que aparecen como fenocristales en las rocas basálticas de CC. Por consiguiente, la fraccionación de estos minerales debe ser responsable de las variaciones que se observan en los líquidos diferenciados. En efecto, la composición de estos magmas se caracteriza por un empobrecimiento en los elementos que forman parte de dichas fases (fundamentalmente, MgO, FeO, Ni y Cr) y en general, enriquecimiento en el resto de los elementos. La ausencia de otras evidencias geoquímicas (p.ej. empobrecimiento en TiO₂ o anomalías negativas en Eu), sugiere que otras fases minerales que aparecen ocasionalmente como microfenocristales (p.ej. óxidos de Fe-Ti y plagioclasa), no han participado en el proceso o lo han hecho en muy escasa proporción.

La existencia de minerales zonados dificulta establecer la composición de las fases que se han fraccionado. Como se ha expuesto en el capítulo 2, el clinopiroxeno suele estar zonado y en ocasiones presenta núcleos enriquecidos en FeO. Estos núcleos muestran texturas de desequilibrio, por lo que debieron cristalizar bajo condiciones diferentes a la zona externa que lo engloba. Puesto que la composición de los sucesivos líquidos residuales, no debe haber diferido prácticamente entre sí, la variación composicional de las fases fraccionadas tampoco debe haber sido importante. En consecuencia, tanto si estos núcleos son xenolíticos como si corresponden a una etapa anterior en la evolución de los magmas, no deben ser considerados en la modelización del proceso de cristalización. Por el contrario, la suave zonación en las zonas de borde hacia términos progresivamente más ricos en TiO_2 y FeO, presente en la mayor parte de los clinopiroxenos de CC, es probablemente consecuencia del ligero enriquecimiento del líquido residual en estos elementos a lo largo del proceso de cristalización. Puesto que esta variación no es muy acusada, la composición media de la zona externa de los fenocristales de clinopiroxeno se puede considerar representativa de los piroxenos que se han fraccionado.

En las Tablas 47-49, se recoge la composición media de los fenocristales de olivino y clinopiroxeno en melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos.

Composición de los magmas iniciales.

El principal problema cuando se intenta modelizar un proceso de cristalización fraccionada, es establecer la composición de los magmas iniciales. En la mayor parte de los casos, la selección de los líquidos iniciales se puede establecer a partir de la distribución de las rocas producidas por cristalización fraccionada en sencillos diagramas binarios. Por ejemplo, en un diagrama en el que se enfrenta

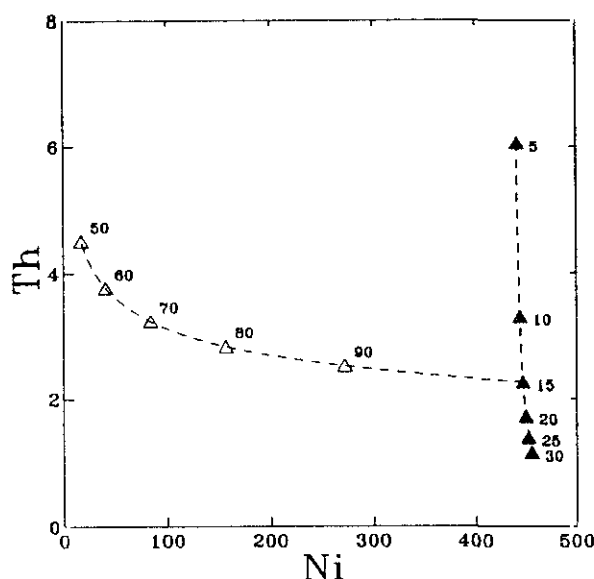


Fig. 76. Diagrama Ni-Th (en ppm) para los valores teóricos de una serie de líquidos generados por fusión parcial en equilibrio no modal (triángulos negros) y los de una serie producida por cristalización fraccionada (triángulos vacíos). Se ha supuesto que $C_0^{\text{Ni}}=2500$ ppm, $C_0^{\text{Th}}=0.36$ ppm, $D_0^{\text{Ni}}=5.7$, $D_0^{\text{Th}}=0.01$, $P_L^{\text{Ni}}=1.7$ y $P_L^{\text{Th}}=0.01$. La cristalización se produce a partir del fundido generado por $F=15\%$. Los porcentajes de fusión y de cristalización se indican junto a los símbolos correspondientes a cada proceso.

un elemento traza compatible en abscisas y un elemento traza incompatible en ordenadas (Fig. 76), la proyección de una serie de rocas producidas por fusión parcial a partir de un manto homogéneo se dispone a lo largo de una línea aproximadamente vertical, mientras que las derivadas por un proceso de cristalización fraccionada adoptan una tendencia horizontal. En este diagrama, se puede observar que el líquido inicial de la serie producida por cristalización, está representado por el punto donde comienza la "line-of-descent", a partir de la trayectoria definida por las rocas producidas por fusión parcial.

En la figura 77, se han proyectado los magmas primarios y diferenciados de CC en un diagrama Ni-Ce. Como se puede observar, los líquidos primarios de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos se proyectan en una banda vertical y los diferenciados se sitúan a la izquierda de dicha línea. Sin embargo, no existen "lines-of-descent" que permitan relacionar los términos diferenciados con los líquidos primarios de los que derivan. Por otro lado, la variedad composicional de los magmas primarios plantea la dificultad de determinar en cada caso cual de

dichos líquidos representa el magma inicial del que derivan los correspondientes magmas diferenciados.

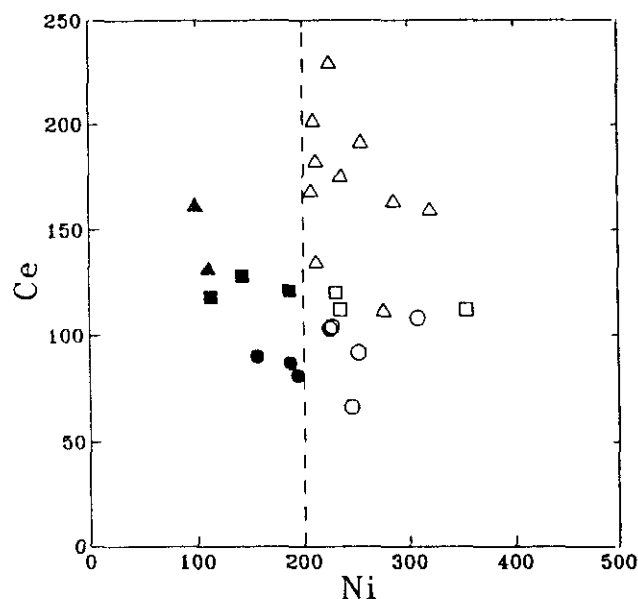


Fig. 77. Diagrama Ni-Ce (en ppm) para las melilititas (Δ), nefelinitas (\square) y basaltos olivínicos (\circ) primarios (símbolos vacíos) y diferenciados (símbolos negros) de Campo de Calatrava. La línea Ni \approx 200 representa el límite mínimo fijado para los basaltos primarios.

El mejor método para establecer dicha relación, está basado en el uso de los isótopos radioactivos, ya que éstos no se fraccionan durante los procesos magmáticos. Cuando no se dispone de estos datos, la constancia en las relaciones entre elementos traza incompatibles puede ser utilizada para confirmar que una serie de rocas está relacionada por un proceso de cristalización fraccionada (ver p.ej. Weaver *et al.*, 1972; Lippard, 1973; Weaver, 1991).

En efecto, como se desprende de la expresión que gobierna la proyección de una serie de rocas producida por cristalización fraccionada, en un diagrama $C_L^i - C_L^j$:

$$C_L^i = C_L^j \left[\frac{C_0^i}{C_0^j} \right] F^{(D^i - D^j)} \quad [45]$$

para porcentajes de cristalización inferiores al 50%, si $D^i \approx D^j$ y su valor es muy inferior a 1, la relación C_L^i/C_L^j es aproximadamente igual a C_0^i/C_0^j . Por ejemplo, para un 30% de cristalización y valores de $D^i \approx 0.0$ y $D^j = 0.2$, $C_L^i/C_L^j = 1.07(C_0^i/C_0^j)$ (Hanson, 1989). Por otro lado, cuando D^i es despreciable frente a 1, la expresión [44] se reduce a $C_L^i/C_0^i = 1/F$, lo que implica que los líquidos diferenciados están enriquecidos en elementos incompatibles respecto a los magmas iniciales. Por el contrario, la abundancia en elementos compatibles ($D^i \geq 1$) de los líquidos diferenciados disminuye respecto al magma del que derivan.

La selección de los elementos traza compatibles e incompatibles, se puede establecer en función de los $D_{\text{min/liq}}^i$ de los minerales fraccionados, obtenidos en sistemas naturales o experimentales. Los fenocristales que aparecen en las rocas de CC, poseen muy bajos coeficientes de reparto para TR ligeras y cationes grandes de elevada carga (ver p.ej. Henderson, 1982 y McKay, 1989). Por consiguiente, estos elementos se deben comportar como altamente incompatibles durante la cristalización fraccionada. Por el contrario, Ni y Cr presentan elevados $D_{\text{min/liq}}^{\text{Cr, Ni}}$ para olivino y clinopiroxeno, respectivamente, por lo que pueden ser considerados como elementos compatibles. En consecuencia, los magmas primarios de los que derivan los tipos diferenciados de CC, deben ser aquellos que se encuentran enriquecidos en Ni y Cr y empobrecidos en elementos incompatibles, respecto a los líquidos derivados correspondientes, y cuyas relaciones entre La, Ce, Zr y Nb, sean análogas a las de éstos.

En las Tablas 47-49, se indican las composiciones de los magmas diferenciados y los líquidos iniciales correspondientes de melilititas, nefelinitas y basaltos

TABLA 47. Abundancia en elementos mayores (en %) y traza (en ppm) compatibles (Ni, Cr) y altamente incompatibles (La, Ce, Nb, Zr) en las melilititas diferenciadas (C_L) y en el líquido inicial correspondiente (C_0) y composición media de los fenocristales de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx).

	MELILITITAS			
	C_0	C_L	Ol	Cpx
SiO ₂	40.58	40.07	40.39	47.42
TiO ₂	2.93	3.68	—	2.26
Al ₂ O ₃	10.81	12.59	—	6.19
FeO*	10.51	11.89	12.48	6.55
MnO	0.17	0.19	0.16	0.10
MgO	14.15	9.63	47.20	13.88
CaO	13.25	12.87	0.20	23.40
Na ₂ O	3.11	4.14	—	0.50
K ₂ O	0.40	2.09	—	—
P ₂ O ₅	0.94	1.12	—	—
Ni	276	105		
Cr	549	202		
La	56.4	76.8		
Ce	112	147		
Nb	58	98		
Zr	241	375.5		
La/Ce	0.504	0.522		
La/Nb	0.972	0.784		
La/Zr	0.234	0.205		
Ce/Nb	1.931	1.500		
Ce/Zr	0.465	0.391		
Nb/Zr	0.241	0.261		

TABLA 48. Abundancia en elementos mayores (en %) y traza (en ppm) compatibles (Ni, Cr) y altamente incompatibles (La, Ce, Nb, Zr) en las nefelinitas diferenciadas (C_L) y en el líquido inicial correspondiente (C_0) y composición media de los fenocristales de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx).

	NEFELINITAS			
	C_0	C_L	Ol	Cpx
SiO ₂	43.24	42.53	40.06	47.35
TiO ₂	2.72	3.13	—	2.17
Al ₂ O ₃	11.24	12.15	—	5.64
FeO*	11.03	10.53	14.23	7.06
MnO	0.17	0.18	0.16	0.11
MgO	13.01	10.90	45.87	14.50
CaO	11.82	12.13	0.25	23.08
Na ₂ O	3.53	3.39	—	0.58
K ₂ O	1.24	1.95	—	—
P ₂ O ₅	0.76	0.97	—	—
Ni	295	148		
Cr	528	301		
La	59.10	61.53		
Ce	112.00	122.33		
Nb	71	72		
Zr	269	280		
La/Ce	0.528	0.503		
La/Nb	0.838	0.855		
La/Zr	0.220	0.220		
Ce/Nb	1.589	1.699		
Ce/Zr	0.416	0.437		
Nb/Zr	0.262	0.257		

TABLA 49. Abundancia en elementos mayores (en %) y traza (en ppm) compatibles (Ni, Cr) y altamente incompatibles (La, Ce, Nb, Zr) en los basaltos olivínicos diferenciados (C_L) y en el líquido inicial correspondiente (C_0) y composición media de los fenocristales de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx).

	BASALTOS OLIVÍNICOS			
	C_0	C_L	Ol	Cpx
SiO ₂	46.21	45.88	40.17	50.41
TiO ₂	2.15	2.94	—	1.48
Al ₂ O ₃	12.53	12.96	—	4.45
FeO*	10.41	10.85	13.94	6.99
MnO	0.18	0.16	0.26	0.14
MgO	11.20	10.22	45.95	14.99
CaO	10.86	10.51	0.30	21.30
Na ₂ O	2.62	2.92	—	0.68
K ₂ O	1.37	1.76	—	—
P ₂ O ₅	0.53	0.68	—	—
Ni	245	175		
Cr	390	345		
La	33.60	43.65		
Ce	66.40	85.65		
Nb	42	56		
Zr	169	244		
La/Ce	0.506	0.510		
La/Nb	0.800	0.779		
La/Zr	0.199	0.179		
Ce/Nb	1.581	1.529		
Ce/Zr	0.393	0.351		
Nb/Zr	0.249	0.230		

olivínicos. Los líquidos diferenciados de melilititas y nefelinitas, presentan composiciones relativamente homogéneas, por lo que las abundancias indicadas corresponden a los valores medios de cada grupo. En el caso de los basaltos olivínicos, se ha considerado el valor medio de muestras representativas del grupo y que presentan el mayor grado de fraccionación (CAL-38 y CAL-71). Por lo que respecta a la composición de los líquidos iniciales, éstos se han seleccionado entre los magmas primarios, mediante la aplicación de los criterios indicados. En el caso de las nefelinitas se ha tomado el valor medio de las muestras que pueden representar la composición del líquido primario inicial (CAL-32 y CAL-52). Para las melilititas y los basaltos, se ha seleccionado la muestra que mejor se ajusta a los caracteres del líquido inicial de cada grupo (CAL-20 y CAL-34, respectivamente).

En general, el valor de las relaciones entre los elementos incompatibles de los líquidos primarios seleccionados apenas se aleja de la de los diferenciados correspondientes. Por lo tanto, se puede asumir que las rocas seleccionadas representan una buena aproximación a la composición de los líquidos iniciales.

Porcentaje de cristalización. Porcentaje de las fases fraccionadas.

Como es bien sabido, el comportamiento de los elementos mayores durante los procesos magmáticos está condicionado por la estequiometría de las fases que participan. Así, la modelización del proceso de cristalización se puede realizar mediante el ajuste de un sencillo balance de masas, en el que la composición del líquido inicial (C_0^i), del líquido derivado (C_L^i) y de las fases que se han fraccionado (C_α^i , C_β^i , ...) se relacionan mediante expresiones del tipo:

$$C_0^i = C_L^i F + C_\alpha^i F_\alpha + C_\beta^i F_\beta + \dots \quad [46]$$

donde F es la proporción de líquido residual, y F_α , F_β , ... son las proporciones de las fases fraccionadas.

En nuestro caso, estos últimos parámetros son incógnitas y el resto de parámetros son conocidos (composición química de las rocas y de los minerales). Si se considera la totalidad de los elementos mayores y el número máximo de fases minerales que pueden haber participado en el proceso es 2 (Ol+Cpx), resulta un sistema sobredeterminado que puede ser resuelto por mínimos cuadrados.

Por otro lado, el porcentaje de líquido residual se puede estimar directamente a partir de la expresión [44], utilizando los elementos altamente incompatibles del sistema. Si la selección del líquido inicial ha sido correcta y los datos analíticos de elementos mayores y traza son precisos, el valor de F obtenido por las dos aproximaciones anteriores debe coincidir. Sin embargo, debido al mayor número de variables consideradas, los resultados del balance de masas con los elementos mayores suelen estar sujetos a un mayor grado de incertidumbre.

Si el valor de F se calcula a partir de los elementos incompatibles del sistema, el porcentaje de las fases fraccionadas se puede obtener mediante los elementos mayores, una vez despejado el valor $C_L^i F$ al término independiente de la expresión [46]. Por otro lado, dichos porcentajes también pueden ser calculados mediante los elementos compatibles del sistema. En efecto, el coeficiente global de distribución de los elementos traza (D^i) se puede obtener directamente a partir de la expresión [44], si se conoce el valor de F, C_0^i y C_L^i :

$$D^i = \frac{\log \left[\frac{C_L^i}{C_0^i} \right]}{\log (F)} + 1 \quad [47]$$

A su vez, el coeficiente global de distribución y el porcentaje de las fases fraccionadas, se relacionan mediante la expresión:

$$D^i = \sum_{\alpha} X_{\alpha} D_{\alpha/liq}^i \quad [48]$$

donde X_{α} es el porcentaje de fase α que se ha fraccionado, y $D_{\alpha/liq}^i$ el coeficiente de distribución mineral/líquido de la fase α para el elemento i . Esta ecuación permite determinar los porcentajes X_{α} , si se conoce el valor de los coeficientes de distribución mineral/líquido.

En la Tabla 50, se recogen los resultados obtenidos mediante las dos primeras aproximaciones, para melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos. En la primera parte de la Tabla, se indica el porcentaje de líquido residual (F_{La} , F_{Ce} , F_{Nb} y F_{Zr}) calculado a partir de los elementos incompatibles del sistema (La, Ce, Nb y Zr, respectivamente), asumiendo que el coeficiente de distribución global de estos elementos es cero. Como se puede observar, en la mayor parte de los casos existe una perfecta coincidencia entre los resultados. Las únicas discrepancias corresponden a Nb y Zr en las melilititas y a Zr en los basaltos. Estas diferencias pueden ser consecuencia de la menor precisión de los datos analíticos de estos elementos y/o que sus coeficientes de distribución global no pueden ser despreciados respecto a 1.

En la segunda parte de la Tabla, se indica la proporción de líquido residual y de las fases fraccionadas (Ol+Cpx), obtenidos mediante el ajuste del balance de masas a partir de los elementos mayores. Asimismo, se indica el valor del sumatorio del cuadrado de los errores residuales ($r = \text{valor observado} - \text{valor calculado}$). Puesto que en los análisis de fases minerales, solo se dispone del contenido en hierro total y la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ en la roca puede haber sido modificada por procesos de alteración, a efectos de cálculo todo el hierro se ha expresado como FeO. En el caso de las melilititas, se ha eliminado el K_2O del sistema, lo que apenas modifica el valor de F y de los porcentajes de Ol y Cpx, aunque reduce notablemente el valor de $\sum r^2$. Como se desprende del modelo de fusión parcial, el comportamiento del K_2O implica la existencia de líquidos primarios prácticamente idénticos, pero con contenidos en potasio que varían en rangos relativamente amplios. Esto explica que, a pesar de una correcta selección del líquido inicial, puedan existir errores debidos únicamente al K_2O . Puesto que en el proceso de cristalización, no ha participado ninguna fase potásica, la eliminación de este elemento no afecta al balance de masas.

En melilititas y nefelinitas, existe una perfecta coincidencia entre los valores de F obtenidos mediante los elementos incompatibles y los elementos mayores. Sin embargo, los resultados obtenidos para los basaltos olivínicos muestran una ligera discrepancia en dicho valor. En este caso, el error es debido fundamentalmente a los óxidos TiO_2 , Al_2O_3 y CaO . Los dos últimos elementos, son constituyentes esenciales de la plagioclasa, fase que se encuentra presente como microfenocristal en algunos basaltos olivínicos. Por lo tanto, el error puede indicar que esta fase ha jugado algún papel en el proceso de cristalización. Aunque en efecto, el error residual del balance de masas se reduce al introducir plagioclasa en el sistema, el enriquecimiento en Eu de los líquidos diferenciados respecto a los primarios, descarta la fraccionación de esta fase en porcentajes importantes. La modificación de la composición de las fases consideradas, la introducción de otras posibles

TABLA 50. Porcentaje del líquido residual y de las fases fraccionadas o acumuladas, en función del contenido en elementos mayores y traza.

	MEL.	NEF.	BAS.	LEU.
F_{La}	73	96	77	85
F_{Ce}	76	92	78	83
F_{Nb}	59	98	75	81
F_{Zr}	64	96	69	81
F	73.3	93.1	92.7	76.4
Ol	9.9	5.7	1.8	16.7
Cpx	15.6	2.6	5.7	4.5
Σr^2	0.742	0.684	0.706	2.225
F*	75	94	78	81
Ol	9.8	5.7	2.2	16.5
Cpx	14.2	1.9	18.0	0.9
Σr^2	0.791	0.696	4.824	2.723

F_{La} , F_{Ce} , F_{Nb} , F_{Zr} : porcentaje de líquido residual calculado en función de la abundancia en La, Ce, Nb y Zr, respectivamente; **F**: porcentaje de líquido residual calculado a partir de los elementos mayores; **F***: porcentaje de líquido residual medio de F_{La} y F_{Ce} para melilitas, nefelinitas y basaltos olivínicos, y de F_{Nb} y F_{Zr} para las leucititas; **Ol**, **Cpx**: porcentaje fraccionado de olivino y clinopiroxeno, respectivamente, y Σr^2 : sumatorio de los errores residuales.

fases fraccionadas (óxidos de Fe-Ti) o la selección de diferentes líquidos iniciales y diferenciados, suele aumentar el error y en algunos casos incluso proporciona resultados incoherentes, lo que confirma la correcta selección de los parámetros. Como ya se ha indicado, la incertidumbre en los resultados obtenidos mediante el balance de masas es mayor que en el cálculo con los elementos incompatibles, por lo que finalmente se han aceptado como válidos los resultados obtenidos por este último procedimiento.

En la última parte de la Tabla 50, se indican los resultados del cálculo del porcentaje de las fases fraccionadas a partir de los elementos mayores, una vez fijada la proporción de líquido residual según los elementos altamente incompatibles. En todos los casos, el parámetro F^* corresponde al valor medio de F_{La} y F_{Ce} .

El cálculo de los porcentajes X_α a partir de los elementos compatibles del sistema, requiere fijar previamente sus coeficientes de distribución mineral/líquido. En sistemas basálticos, los coeficientes de Ni y Cr para olivino y clinopiroxeno, oscilan en rangos relativamente amplios (ver p.ej. Henderson, 1982 o López Ruiz y Cebriá, 1990), por lo que los resultados de dicho cálculo están condicionados por el valor que se haya seleccionado. Por otro lado, es necesario conocer con precisión los parámetros F y C_0^i , lo que añade un nuevo factor de incertidumbre en el cálculo.

Si se adoptan los valores más frecuentes de $D_{min/liq}^{Ni,Cr}$ para olivino y clinopiroxeno en líquidos de composición basáltica ($D_{Ol}^{Ni}=8.7$, $D_{Ol}^{Cr}=1.8$, $D_{Cpx}^{Ni}=2.0$ y $D_{Cpx}^{Cr}=10.0$), y se asumen los valores de F^* (Tabla 50) y los de $C_0^{Ni,Cr}$ indicados en las Tablas 47-49, los porcentajes obtenidos para las fases fraccionadas no coinciden con los obtenidos mediante los elementos mayores y en ningún caso se cumple la condición $X_{Ol}+X_{Cpx}=1$. Como ya se ha indicado, es improbable que

en la cristalización hayan participado otras fases además de olivino y clinopiroxeno, por lo que los resultados de este cálculo deben ser incorrectos.

Coeficientes de distribución global.

En una serie de rocas que resulta de un proceso de cristalización fraccionada, los coeficientes de reparto global de los elementos traza pueden ser obtenidos fácilmente a partir de las rectas que resultan al proyectar sus abundancias en diagramas bilogárítmicos. En estos diagramas, el valor de la pendiente (A^j) y la ordenada en el origen (B^j), vienen definidas por las expresiones:

$$A^j = \frac{D^j - 1}{D^i - 1} \quad \text{y} \quad B^j = \frac{C_0^i}{(C_0^j)^A} \quad [49]$$

Por lo tanto, si el elemento i es altamente incompatible ($D^i \approx 0$), $A^j = D^i - 1$, lo que permite calcular los coeficientes de distribución global de forma directa a partir del valor de la pendiente.

Como ya se ha indicado, en las rocas diferenciadas de CC no es posible aplicar la aproximación anterior. En consecuencia, los coeficientes de distribución global de los elementos traza se deben calcular a partir de la expresión [47], si se conoce el resto de parámetros. En este caso, la exactitud de los valores de D^i depende de la precisión alcanzada en la determinación de F y C_0^i .

Para las nefelinitas, este cálculo proporciona resultados aceptables para los elementos compatibles, pero incoherentes para los incompatibles. Aunque la

composición seleccionada es una buena aproximación a la del líquido inicial, el reducido número de muestras disponibles no ha permitido una perfecta identificación. Puesto que la abundancia en elementos compatibles de los líquidos primarios, varía en rangos relativamente estrechos (ver capítulo 2), se puede asumir que la abundancia en Ni y Cr estimada para los líquidos iniciales es relativamente correcta. Por el contrario, como consecuencia de su mayor variación, los elementos incompatibles son más sensibles al error debido a una incorrecta elección del magma inicial. En consecuencia, a efectos de cálculo las concentraciones C_0^i de los elementos incompatibles de las nefelinitas, han sido determinados mediante el modelo de fusión parcial establecido, tomada una tasa de fusión (13%) que reproduce adecuadamente las relaciones entre los elementos incompatibles del líquido diferenciado.

En la Tabla 51, se recoge el valor de los coeficientes de distribución global para melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos, así como los parámetros utilizados en el cálculo. Los valores de F utilizados, corresponden a los porcentajes más próximos a los obtenidos a partir de los elementos altamente incompatibles y que permiten obtener coeficientes D^i positivos. Por las razones expuestas más arriba, solo se han considerado los elementos compatibles Co, Ni y Cr, y las TR, al ser los elementos incompatibles determinados con mayor precisión. Asimismo, en la figura 78 se han representado los valores de los coeficientes para las tierras raras.

En general, todas las TR presentan bajos coeficientes de distribución. Sin embargo, se puede observar un sistemático aumento desde las TR ligeras hasta las pesadas. Esta pauta está de acuerdo con la participación del clinopiroxeno en el proceso de cristalización. En efecto, como se desprende de los coeficientes de distribución mineral/líquido de olivino y clinopiroxeno en sistemas basálticos (ver p.ej. Henderson, 1982 y McKay, 1989), la participación exclusiva de olivino puede explicar el aumento en el valor de los coeficientes desde las TR ligeras a

TABLA 51. Coeficientes de distribución global para las TR, Co, Ni y Cr, en las melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos, y parámetros utilizados para el cálculo.

	MELILITITAS (F=73)			NEFELINITAS (F=72)			BASALTOS OLIVÍNICOS (F=76)		
	C _L	C ₀	D	C _L	C ₀	D	C _L	C ₀	D
La	76.80	56.40	0.02	61.53	44.68	0.03	43.65	33.60	0.05
Ce	147.00	112.00	0.14	122.33	89.26	0.04	85.65	66.40	0.07
Nd	69.10	57.20	0.40	59.47	46.86	0.27	43.95	35.60	0.23
Sm	12.55	10.70	0.49	11.50	9.43	0.40	9.05	7.30	0.22
Eu	3.99	3.55	0.63	3.63	3.24	0.65	2.94	2.57	0.51
Gd	10.85	10.00	0.74	9.97	9.54	0.87	7.95	7.70	0.88
Dy	7.45	7.30	0.94	6.83	7.33	1.22	5.80	6.20	1.24
Yb	2.14	2.21	1.11	2.05	2.27	1.31	1.81	1.98	1.33
Lu	0.30	0.30	1.00	0.27	0.31	1.42	0.27	0.27	1.00
Co	35	39	1.34	36	45	1.71	39	36	0.71
Ni	105	276	4.07	148	295	3.10	175	245	2.23
Cr	202	549	4.18	301	528	2.71	345	390	1.45

F: porcentaje de líquido residual; C_L, C₀: Concentración (en ppm) en el líquido diferenciado y en el inicial, respectivamente, y D: Coeficiente de distribución global.

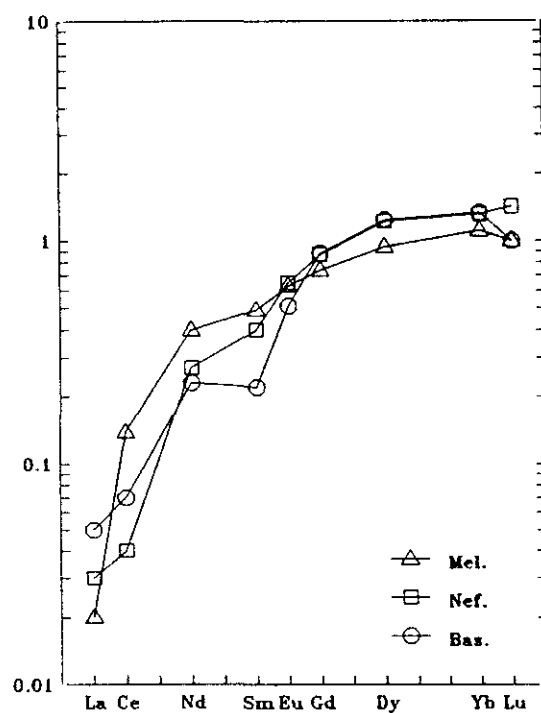


Fig. 78. Coeficientes de distribución global para las TR durante la cristalización de las melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos de Campo de Calatrava.

las pesadas, pero su valor es siempre inferior a 0.1. Sin embargo, la presencia de cantidades variables de clinopiroxeno en el sistema, implica un aumento en los coeficientes de las TR pesadas, cuyo valor se aproxima a 1.

Por otro lado, en este diagrama se puede observar que la pauta de los coeficientes de distribución de las TR en los tres grupos petrológicos considerados, es análoga. En el caso de los basaltos olivínicos, el valor más alto de los coeficientes de las TR pesadas puede ser explicado por la mayor proporción de clinopiroxeno que participa en el proceso. Sin embargo, se debe tener en cuenta que el rango de variación entre los grupos, se encuentra por debajo del error inherente al método de cálculo.

Por lo que respecta a los elementos compatibles, los mayores valores corresponden al Ni, consecuencia de sus mayores coeficientes de distribución mineral/líquido para Ol+Cpx. Por otro lado, se puede observar una ligera disminución en los coeficientes de distribución global de Ni, Co y Cr, desde las melilititas hasta los basaltos olivínicos. En su mayor parte, las variaciones en los valores de D^i deben ser consecuencia del aumento en la proporción de líquido residual y de los distintos porcentajes de las fases fraccionadas. Sin embargo, no se deben descartar variaciones en los coeficientes de distribución mineral/líquido, como respuesta a las diferencias composicionales de los grupos petrológicos.

En el caso de Ni y Cr, las diferencias en los rangos de variación de sus respectivos coeficientes mineral/líquido para olivino y clinopiroxeno, permite efectuar una aproximación al valor de estos parámetros en las rocas de CC. En efecto, el olivino presenta valores $D_{Ol/liq}^{Ni}$ (ver p.ej. Henderson, 1982), que pueden oscilar en un rango relativamente amplio (> 3.8), mientras que los valores $D_{Ol/liq}^{Cr}$ son inferiores y presentan menor variación (0.2-2.1). A su vez, el clinopiroxeno presenta un mayor rango de variación para $D_{Cpx/liq}^{Cr}$ (> 3.0), y menor para $D_{Cpx/liq}^{Ni}$ (2.0-6.0). En consecuencia, es posible fijar $D_{Cpx/liq}^{Ni}$ y $D_{Ol/liq}^{Cr}$, cuyo valor varía en rangos relativamente estrechos, y calcular los coeficientes $D_{Ol/liq}^{Ni}$ y $D_{Cpx/liq}^{Cr}$ necesarios para reproducir el porcentaje de las fases minerales fraccionadas. Por otro lado, si los coeficientes de distribución mineral/líquido son constantes en los tres grupos petrológicos, el valor de estos parámetros se puede obtener mediante la resolución de un sistema compuesto por la expresión [48], para cada uno de los tipos petrológicos.

El error acumulado a lo largo del cálculo, implica un elevado grado de incertidumbre en los valores de los coeficientes de distribución mineral/líquido obtenidos por los métodos anteriores. Así, si se consideran los tres tipos petrológicos simultáneamente, la resolución del sistema de ecuaciones no

TABLA 52. Coeficientes de distribución mineral/líquido para Ni y Cr en olivino y clinopiroxeno para las melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos de Campo de Calatrava.

		Sistema	Mel	Nef	Bas	Mel	Nef	Bas
Ni	Cpx	1.6	2			1.6		
	Ol	7.7	7	3.5	4	7.7	3.6	7.5
Cr	Ol	1.6	0.2			1.5		
	Cpx	5.9	7	10	1.6	6	6	—

Los valores de la primera columna se han calculado a partir de un sistema de ecuaciones en el que se ha supuesto que los coeficientes son iguales para todos los grupos petrológicos. En las siguientes columnas se han calculado coeficientes individuales para cada grupo, fijando el coeficiente con menor rango de variación y calculando el restante.

proporciona resultados aceptables. En el caso del Ni, el error es debido a las nefelinitas y en el del Cr, a los basaltos. Los resultados obtenidos mediante la eliminación en cada caso, de los grupos mencionados, se indica en la primera columna de la Tabla 52. Asimismo, en esta Tabla se recogen los valores que se obtienen para $D_{Ol/líq}^{Ni}$ y $D_{Cpx/líq}^{Cr}$, al fijar un rango de valores para $D_{Cpx/líq}^{Ni}$ y $D_{Ol/líq}^{Cr}$, respectivamente.

Los valores obtenidos para el Ni mediante el sistema de ecuaciones, se puede considerar una buena aproximación al valor de $D_{Ol/líq}^{Ni}$ y $D_{Cpx/líq}^{Ni}$, ya que el error en las nefelinitas debe ser consecuencia de la inexactitud en la composición del líquido inicial. La mayor incertidumbre en los valores obtenidos, corresponde al Cr, ya que la utilización de valores medios para la composición del clinopiroxeno implica un mayor error en el cálculo de los parámetros D^{Cr} y X_{Cpx} .

FORMACIÓN DE ACUMULADOS.

En los capítulos 1 y 2, se comentó la existencia de un grupo de leucititas —denominado melaleucititas olivínicas— caracterizado por un fuerte enriquecimiento en MgO y elementos de transición, y empobrecimiento en elementos incompatibles, respecto a las leucititas primarias asociadas. La gran abundancia en fenocristales de olivino que presentan las melaleucititas, sugiere que derivan de las leucititas por un proceso de acumulación. Algunas melilititas también presentan contenidos en Ni por encima del rango fijado para los magmas primarios asociados (~ 500 ppm). Sin embargo, esta abundancia es también típica de magmas primarios y no existen evidencias texturales de acumulación, por lo que se pueden considerar líquidos primarios y no acumulados.

La formación de acumulados es un fenómeno directamente relacionado con el proceso de cristalización fraccionada y su modelización se puede realizar mediante una aproximación análoga a la aplicada a los magmas diferenciados de melilititas, nefelinitas y basaltos olivínicos. Así, el porcentaje de acumulación y de las fases que han participado se puede calcular mediante el ajuste de un sencillo balance de masas con los elementos mayores. A su vez, el primer parámetro citado se puede estimar utilizando los elementos altamente incompatibles del sistema.

En la Tabla 53, se recoge la abundancia media de los elementos mayores en leucititas y melaleucititas, y de los fenocristales presentes en estas rocas (Ol+Cpx), así como la abundancia en Ni, Cr, La, Ce, Nb y Zr. Análogamente al resto de los grupos litológicos, los cuatro últimos elementos citados se deben haber comportado como altamente incompatibles durante la acumulación, mientras que Ni y Cr han sido elementos compatibles. Por lo tanto, la analogía en los

TABLA 53. Abundancia en elementos mayores (en %) y traza (en ppm) compatibles (Ni, Cr) y altamente incompatibles (La, Ce, Nb, Zr) de las leucititas acumuladas (C_{ac}), del líquido inicial correspondiente (C_0) y composición media de los fenocristales de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx).

	LEUCITITAS			
	C_0	C_{ac}	Ol	Cpx
SiO ₂	46.07	43.84	40.76	49.32
TiO ₂	2.31	1.86	—	0.85
Al ₂ O ₃	10.92	8.61	—	1.96
FeO*	8.88	10.28	11.21	6.16
MnO	0.16	0.15	0.08	—
MgO	10.67	17.01	48.29	16.81
CaO	11.36	10.24	—	24.42
Na ₂ O	2.58	1.89	—	0.16
K ₂ O	3.82	2.83	—	—
P ₂ O ₅	1.05	0.80	—	—
Ni	195	669		
Cr	835	831		
La	78.95	67.37		
Ce	174.50	145.67		
Nb	69	56		
Zr	444	361		
La/Ce	0.452	0.462		
La/Nb	1.153	1.210		
La/Zr	0.178	0.187		
Ce/Nb	2.547	2.617		
Ce/Zr	0.393	0.404		
Nb/Zr	0.154	0.154		

valores de las relaciones entre los elementos incompatibles en los dos grupos de leucititas, confirma su relación genética.

Si en la cámara o conducto donde se verificó la acumulación, no existía ningún gradiente composicional, el contenido en elementos mayores del líquido inicial (C_0^i) y del acumulado (C_{ac}^i), están relacionados por expresiones del tipo:

$$C_{ac}^i = C_0^i F + C_\alpha^i F_\alpha + C_\beta^i F_\beta + \dots \quad [50]$$

en la que el significado de los parámetros, es igual que en la expresión [46]. La resolución de este sistema de ecuaciones, considerando que olivino y clinopiroxeno son las únicas fases acumuladas, sugiere una acumulación de 17% de olivino y 5% de clinopiroxeno (ver Tabla 50). El error de esta solución es bajo y se concentra preferentemente en el FeO. Este error puede ser eliminado si se considera la acumulación de un pequeño porcentaje de óxidos de Fe-Ti. Sin embargo, no existen evidencias texturales ni geoquímicas de la acumulación de esta fase, por lo que su participación en el proceso puede ser descartada.

Los porcentajes de líquido residual considerando los elementos altamente incompatibles del sistema (ver Tabla 50), sugiere menores porcentajes de acumulación. Sin embargo, el cálculo del balance de masas fijando el valor F obtenido según La y Ce, proporciona resultados incoherentes para el clinopiroxeno. Por esta razón, para la resolución de este último sistema se ha utilizado el valor de F^* de F_{Nb} y F_{Zr} . La solución obtenida indica una participación casi nula del clinopiroxeno ($< 1\%$).

Análogamente a la modelización de la cristalización, si se conocen los valores de F, C_0^i y C_{ac}^i , es posible obtener los coeficientes de reparto global requeridos para

reproducir las concentraciones observadas. Sin embargo, en este caso es necesario además conocer la concentración de los elementos en el sólido acumulado (C_s^i). Por lo que respecta a los elementos traza, este parámetro está definido por la expresión:

$$C_s^i = C_0^i \frac{1 - F^{D^i}}{1 - F} \quad [51]$$

Como se desprende de esta ecuación, si el elemento i es altamente incompatible ($D^i \approx 0$) la concentración en el sólido acumulado tiende a cero. Por el contrario, para valores de $D^i \geq 1$, $C_s^i \geq C_0^i$. En efecto, las melaleucititas están fuertemente enriquecidas en Ni y empobrecidas en elementos traza incompatibles, respecto a las leucititas primarias. Como ya se ha indicado, los valores de D^{La} y D^{Ce} deben ser próximos a cero, por lo que $C_s^{La} \approx C_s^{Ce} \approx 0$. En consecuencia, la abundancia de La y Ce de las melaleucititas debe corresponder en su mayor parte al contenido en esos elementos de la matriz que engloba a las fases acumuladas y que constituye aproximadamente el 75% de la roca. Si se asume que la composición del líquido representado por la matriz, es equivalente a la del líquido inicial, la abundancia de un determinado elemento en el acumulado es:

$$C_{ac}^i = C_0^i - (1 - F) C_0^i + C_s^i \quad [52]$$

de donde es posible obtener la composición del sólido acumulado, si se conocen los valores de F , C_0^i y C_s^i .

Puesto que no existe una perfecta coincidencia entre los valores de F obtenidos mediante los elementos mayores y con los elementos incompatibles, en la Tabla 54 se ha realizado el cálculo para un rango de valores de F . El valor

TABLA 54. Abundancia en elementos traza (en ppm) en el sólido acumulado (C_{ac}^i) y coeficientes de distribución global (D^i) para las leucititas olivínicas, y valor de los parámetros utilizados en el cálculo.

	C_o^i	C_{ac}^i	C_s^i	D^i	C_s^i	D^i
F			76		80	
Rb	300	255	27	0.081	15	0.046
Ba	1143	888	20	0.015	—	—
Sr	1058	896	92	0.077	49	0.042
La	78.95	67.37	7.36	0.083	4.21	0.048
Ce	174.50	145.67	13.05	0.066	6.07	0.031
Nd	101.45	83.77	6.66	0.058	2.61	0.023
Sm	19.30	15.60	0.93	0.042	0.16	0.007
Eu	4.15	3.39	0.24	0.051	0.07	0.016
Gd	11.85	9.57	0.56	0.042	0.09	0.007
Dy	6.50	5.23	0.29	0.040	0.03	0.005
Yb	2.10	1.71	0.11	0.048	0.03	0.013
Lu	0.27	0.27	0.06	0.216	0.05	0.183
Y	19	15	0.61	0.029	—	—
Zr	444	361	24	0.047	6	0.012
Nb	69	56	4	0.046	0.87	0.011
Zn	72	72	18	0.220	15	0.187
Co	40	66	36	0.885	34	0.844
Ni	195	669	521	3.737	513	3.350
V	208	175	18	0.075	9	0.040
Cr	835	831	197	0.212	163	0.179

F: porcentaje de líquido residual; C_o^i : concentración del elemento i en el líquido inicial (en ppm), y C_{ac}^i : concentración del elemento i en el acumulado (en ppm).

mínimo utilizado para este parámetro, es el obtenido por el balance de masas a partir de los elementos mayores. El valor máximo es el mayor valor de F que permite obtener concentraciones C_s^i positivas para las TR, ya que el valor de F^* resulta excesivamente alto, al proporcionar valores de C_s^{TR} negativos. A pesar de este ajuste, algunos elementos (Y y Ba) siguen proporcionando valores negativos, lo que puede ser consecuencia de su menor precisión analítica. Este valor máximo posible de F es muy próximo al obtenido mediante los elementos mayores, lo que confirma la validez de los resultados obtenidos por el balance de masas.

Finalmente, el coeficiente de distribución global del elemento i se puede determinar a partir de la expresión [51], una vez obtenido el valor de C_s^i :

$$D^i = \frac{\log \left[\frac{1 - \frac{C_s^i(1-F)}{C_0^i}}{F} \right]}{\log(F)} \quad [53]$$

Como se puede comprobar, el alto coeficiente de distribución obtenido para el Ni confirma el papel predominante del olivino en el proceso de acumulación. El resto de los elementos de transición y Lu, muestran coeficientes de distribución global inferiores al Ni, pero superiores al resto de elementos traza, como consecuencia de la participación del clinopiroxeno. Por otra parte, el coeficiente de distribución del Lu resulta excesivamente alto en comparación con el resto de las TR, lo que no puede ser explicado por la participación de clinopiroxeno. Probablemente, este valor anómalo es consecuencia de un mayor error en este elemento al considerar los valores medios del líquido inicial y del acumulado. En principio, la baja participación del clinopiroxeno implica un comportamiento moderadamente incompatible del Lu, por lo que el acumulado debe estar relativamente empobrecido en este elemento. Si se considera la mayor diferencia entre los

valores de Lu en el líquido inicial y el acumulado, y si se cumple la condición $C_0^{Lu} > C_{ac}^{Lu}$, resultan valores de $D^{Lu}=0.121$ y 0.087 , para $F= 0.76$ y 0.80 , respectivamente.

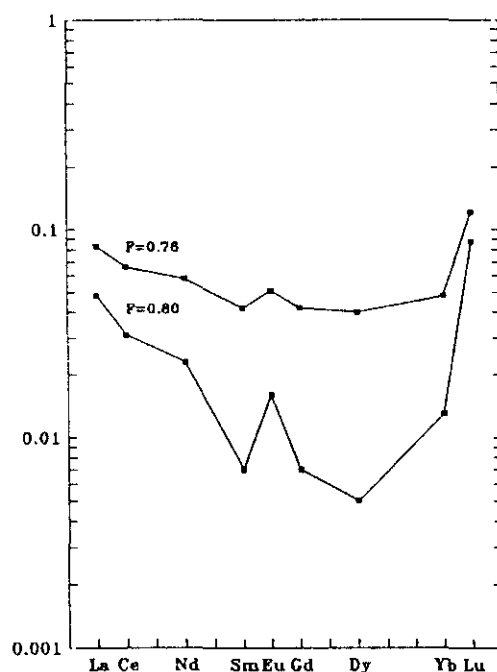


Fig. 79. Coeficientes de distribución global para las TR en las leucititas de Campo de Calatrava, en función de la proporción de líquido residual (F).

En la figura 79, se ha representado el rango de coeficientes de distribución global para las TR. Como se puede observar, las mayores diferencias entre las TR se producen para los menores porcentajes de cristalización ($F=80\%$). Sin embargo, los valores obtenidos para $F=76\%$ están más de acuerdo con un proceso de acumulación en el que la fase principal ha sido olivino, lo que confirma nuevamente la validez de los resultados obtenidos a partir del balance de masas.

Finalmente, en este caso no existe ningún criterio que permita restringir el valor de los coeficientes de distribución mineral/líquido de los elementos compatibles. Sin embargo, se puede comprobar que si $D_{\text{Cpx/liq}}^{\text{Ni}} \approx 0.2-1$, $D_{\text{Ol/liq}}^{\text{Ni}} \approx 6$, valor próximo al obtenido para los otros grupos petrológicos.

Capítulo 6

IMPLICACIONES GEODINÁMICAS.

Como ya se ha indicado, el volcanismo de CC corresponde a un volcanismo de intraplaca, generado bajo un régimen tectónico distensivo.

Es bien sabido que cuando la litosfera continental se adelgaza debido a una extensión, la corteza tiende a subsidir para mantener el equilibrio isostático. Sin embargo, cuando la temperatura del manto es mayor de lo normal, el grado de subsidencia puede ser muy reducido y se llega incluso a producir el fenómeno contrario (White y McKenzie, 1989). La existencia de un adelgazamiento litosférico en CC, fué confirmada por Bergamín *et al.* (1984) y Bergamín y Carbó (1986), quienes detectaron una clara anomalía de Bouguer negativa, interpretada como el resultado de la presencia de un manto subcortical anómalo producido por el ascenso de los magmas (Fig. 80). Esta zona de baja densidad tiene unas dimensiones de ~ 40 Km de longitud y ~ 6 Km de espesor. Según este modelo, la astenosfera situada bajo CC presenta un ascenso de 10-20 Km y la corteza tiene un espesor de ~ 32 Km. Por lo que respecta a procesos de subsidencia o elevación, la disposición de las terrazas cuaternarias, sugiere la existencia de una

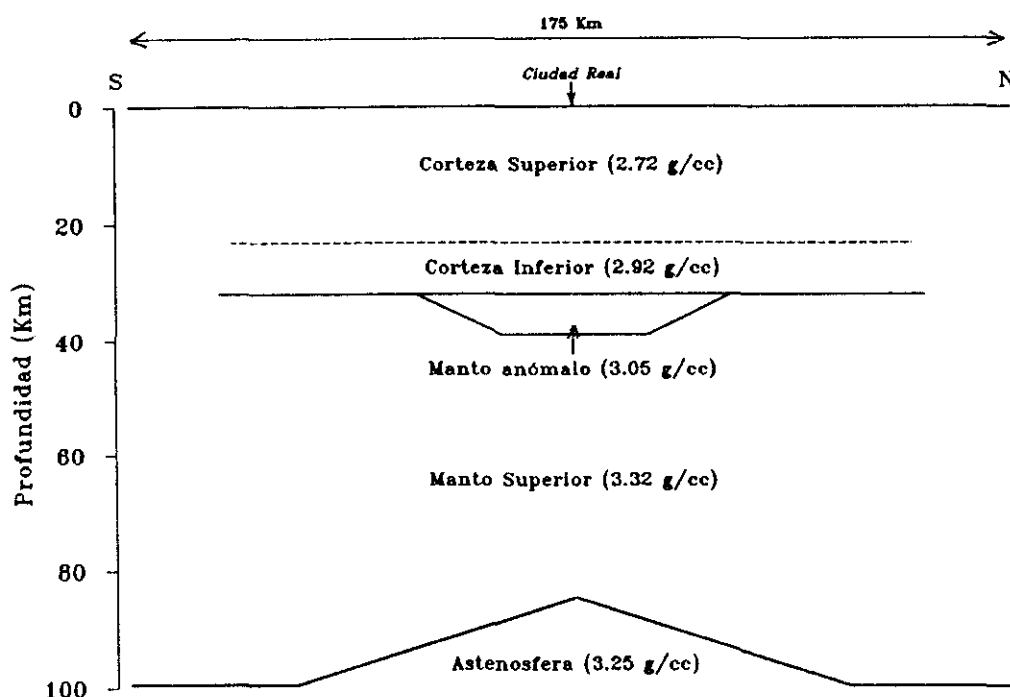


Fig. 80. Modelo para la corteza y manto superior en la región de Campo de Calatrava, basado en anomalías gravimétricas (según Bergamín y Carbó, 1986).

elevación generalizada en la región desde el Cuaternario inferior hasta la deposición de la terraza +6 m del Guadiana. Dicha elevación está probablemente relacionada con las últimas etapas de la actividad volcánica (Molina, 1975).

El origen del proceso distensivo en CC se puede explicar en relación con la evolución de las Cordilleras Béticas (Doblas *et al.*, 1991, 1992). Como respuesta a las compresiones alpinas, durante el Mioceno medio a superior el orógeno bético fue afectado por una tectónica extensional, lo que produjo el desenraizamiento de los núcleos metafóricos (complejo Nevado-Filábride) y la generación del volcanismo en la región SE entre los 15.5-6 ma (Doblas y Oyarzun, 1989). Al finalizar la extensión y el volcanismo (principios del

Messiniense), el orógeno bético se diferenció en los dominios occidental y oriental. Las deformaciones que se observan en este último dominio y en el antepaís ibérico, se explican según un modelo de indentación (Coppier *et al.*, 1989), por compresiones dirigidas hacia el NW producidas por la rotación de un bloque situado al SE del Arco de Aguilas, iniciada por la actividad de la zona de cizalla Trans-Alborán-Palomares (Doblas *et al.*, 1991). Las principales consecuencias de este proceso son las siguientes: 1) formación del arco de Aguilas; 2) separación lateral hacia el NE y SW de dos bloques en forma de cuña, por medio de fallas; 3) formación de un área elevada en forma de domo, en la zona externa del arco prebético (elevación de Ruidera); 4) deformación de las cuencas sedimentarias neógenas; 5) modificación de las directrices estructurales del macizo hercínico en las proximidades del orógeno bético, y 6) generación de dos brazos simétricos al oeste y al este orientados al NNW y al NNE, respectivamente, en los que se produce un proceso distensivo (Fig. 81). En el brazo occidental, se localiza la región volcánica de CC y en la oriental el graben de Teruel, donde se encuentran una serie de domos corticales (Simón, 1989) y existe un volcanismo plioceno-cuaternario de carácter alcalino (Cofrentes). Como se puede comprobar, la orientación del brazo donde se encuentra CC, concide con la alineación aproximada de los centros volcánicos (ver capítulo 1).

Según este modelo, el volcanismo de CC puede representar un rift pasivo incipiente, similar a las primeras etapas de evolución del rift del E de Africa. Aunque esta aseveración está apoyada por los caracteres petrológicos y geoquímicos del volcanismo, sin embargo en CC no existen otros caracteres que también son típicos de una tectónica de rift (p.ej. existencia de un graben delimitado por fallas normales, alineación bien definida de los centros volcánicos, actividad sísmica de tipo extensional, etc.). Por lo tanto, es posible que el proceso distensivo no esté directamente relacionado con la formación de un rift (Wilson, *com. per.*), como sucede en algunas regiones volcánicas de Europa central (p.ej. en el Macizo Renano, Alemania).

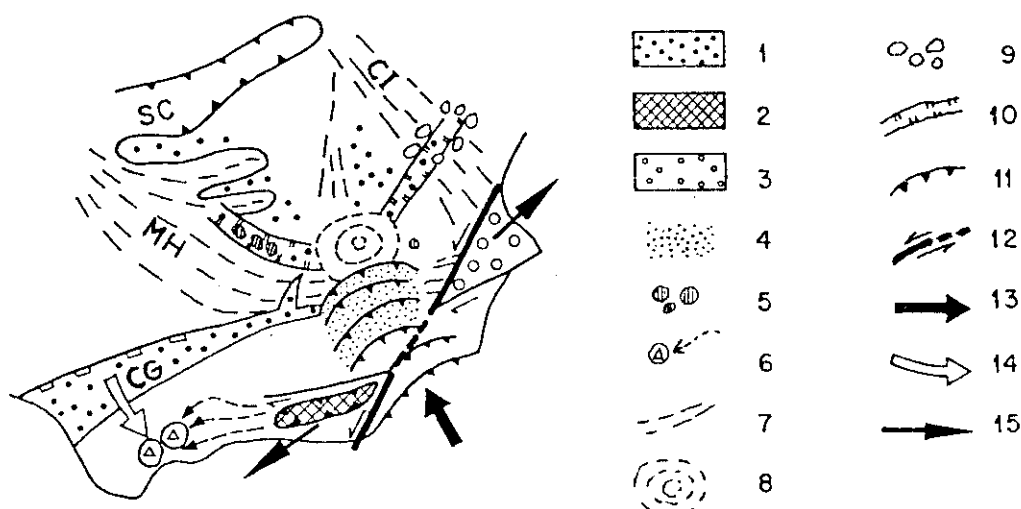


Fig. 81. Esquema simplificado de la disposición geotectónica del orógeno bético y el antepais ibérico en el Tortoniano superior-Messiniense (según Doblas *et al.*, 1991). MH: Macizo hercínico; SC: Sistema Central; CG: Cuenca del Guadalquivir; CI: Cordillera ibérica. 1: sedimentos neógenos a cuaternarios; 2: complejo Nevado-Filábride; 3: Unidad prebética oriental; 4: Unidad prebética central; 5: Volcanismo alcalino (CC y Cofrentes); 6: Peridotitas de Ronda y desplazamiento de otros materiales mantélicos; 7: Alineaciones estructurales del Macizo hercínico y las Cordilleras béticas; 8: Elevación de Ruidera; 9: Estructuras de domo en las Cordilleras ibéricas/Depresión de Teruel (Simón Gómez, 1989); 10: Estructuras extensionales; 11: Cabalgamientos; 12: Zona de cizalla Trans-Alborán-Palomares (TAPSZ); 13: Orientación de la compresión regional; 14: Orientación de la extensión regional; 15: Dirección de escape de bloques.

Según el modelo de Wilson y Downes (1991), el volcanismo alcalino Eoceno-cuaternario de Europa central (Fig. 82) es consecuencia del ascenso de la astenosfera por la presencia de puntos calientes individuales. Estos consisten en una estrecha columna de material mantélico caliente ($\sim +100^{\circ}\text{-}200^{\circ}\text{C}$), que se expande al aproximarse a la placa continental $\sim \times 10$ veces el diámetro inicial, adoptando forma de hongo (White y McKenzie, 1989). Si esto es correcto, al volcanismo de CC correspondería un punto caliente de ~ 700 km de diámetro. La fusión de la parte superior de la columna astenosférica, se inicia al comenzar la extensión de la litosfera, lo que provoca una descompresión y el ascenso de los

magmas. En el caso de CC, el proceso distensivo se puede explicar según el esquema propuesto por Doblas *et al.* (1991, 1992).

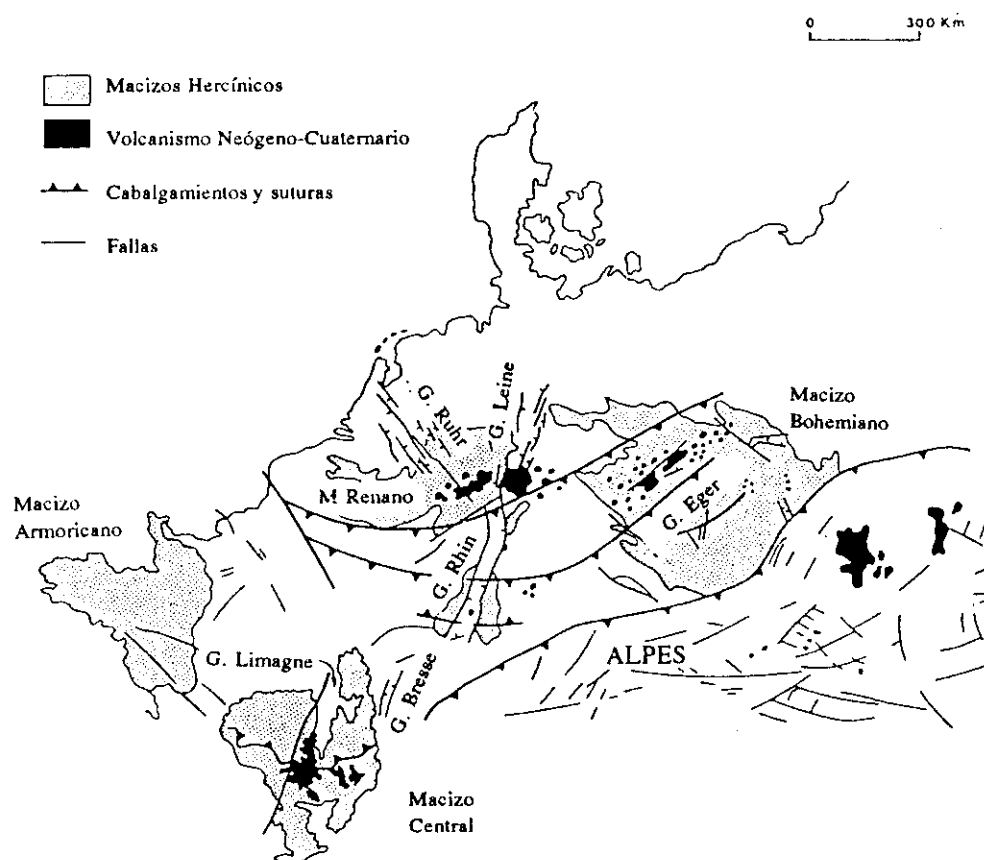


Fig. 82. Mapa simplificado de las regiones volcánicas neógeno-cuaternarias de Europa central y occidental (según Wilson y Downes, 1991).

Este modelo explica además de forma satisfactoria los caracteres geoquímicos observados en los basaltos alcalinos de centroeuropa y de CC, cuya signatura isotópica refleja la intervención de un componente astenosférico con caracteres afines al HIMU, y de otro litosférico, enriquecido en elementos incompatibles y

de composición cercana a la representada por los xenolitos de lherzolita con espinela y granulitas presentes en estas rocas (Wilson y Downes, 1991). Este modelo geodinámico es básicamente análogo al de Barberi *et al.* (1982) y Bailey (1983), según el cual las zonas continentales que sufren bajos grados de extensión dan lugar a fracturas litosféricas profundas que favorecen el flujo de volátiles desde la astenosfera y el metasomatismo en regiones que constituyen fuentes apropiadas para la generación de los magmas alcalinos.

CONCLUSIONES

La región volcánica de Campo de Calatrava (CC) forma parte del extenso sistema de rift que se desarrolla a principios del Terciario en Europa central y occidental, y que evoluciona al mismo tiempo que tienen lugar las últimas fases de la orogenia alpina y el colapso del Mediterráneo.

El volcanismo del área estudiada se inicia en el Mioceno superior, coincidiendo con la apertura de una serie de cuencas más o menos aisladas, producidas como consecuencia de un régimen tectónico distensivo. Durante el relleno de dichas cuencas, la actividad volcánica se incrementó y condicionó localmente el régimen deposicional. La actividad volcánica de CC es en su mayor parte estromboliana y se manifiesta por edificios monogénicos de pequeño tamaño. Los maares son también estructuras muy frecuentes, provocadas por mecanismos eruptivos de alta explosividad. Su origen en CC, está probablemente relacionado con la existencia de niveles freáticos someros, en muchos casos favorecidos por los mecanismos de formación/destrucción de los edificios volcánicos en el interior de cuencas restringidas.

Las rocas de CC, se pueden clasificar en cuatro grupos: leucititas olivínicas (LEU), melilititas olivínicas (MEL), nefelinitas olivínicas (NEF) y basaltos olivínicos alcalinos (BAS). Olivino y clinopiroxeno están presentes como

fenocristales y constituyen la matriz junto a los óxidos de Fe-Ti en todos los grupos. Las fases minoritarias leucita, melilita y plagioclasa se encuentran restringidas a LEU, MEL y BAS, respectivamente. La nefelina aparece asociada a leucita y melilita o como única fase leucocrata en las NEF. Otras fases minoritarias aparecen de forma esporádica en todos los grupos (p.ej. biotita, analcima, apatito) o están restringidas a uno determinado (p.ej. perovskita y sodalita, en las MEL).

La mayor parte de los minerales, presentan una gran homogeneidad composicional, sin que existan diferencias significativas entre los cuatro grupos petrológicos establecidos. Así, el olivino oscila entre Fo_{84-89} , mientras que melilita, nefelina y leucita apenas se apartan de su composición estequiométrica. La plagioclasa muestra mayor variación ($An_{49}-An_{64}$) y una tendencia a la disminución en el porcentaje de anortita con el aumento en CaO de la roca huesped. El clinopiroxeno corresponde en general a diopsido y en menor proporción a augita ($Wo_{53-40}En_{50-25}Fs_{28-4}$). Por lo general está zonado, con un núcleo verde alotriomorfo enriquecido en hierro ($Fe^t > 0.3$, $Fs > 18$), rodeado por un borde idiomorfo-subidiomorfo ($Fs < 14$) cuya zona interna es marrón claro ($Fe^t > 0.25$) y la externa es pardo-rojiza ($Fe^t < 0.25$), si bien esta zonación no es completa en todos los cristales. La existencia de desequilibrio entre los núcleos verdes y el líquido que los engloba, sugiere que han cristalizado en condiciones diferentes a las superficiales (p.ej. a elevada fO_2) o que proceden de la desagregación de xenolitos mantélicos metasomatizados. Las flogopitas se caracterizan por contenidos altos en TiO_2 ($> 6\%$) y bajos en SiO_2 y Al_2O_3 . Algunas de ellas presentan $TiO_2 > 10\%$ y un importante déficit de carga, lo que caracteriza a las flogopitas de origen mantélico. Los anfíboles que se encuentran como megacristales aislados en algunos maares, corresponden al grupo de los anfíboles cálcicos y tienen una relación $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.51-0.72$. Esta composición es semejante a la de los anfíboles presentes en los xenolitos de las rocas de CC (Ancochea y Nixon, 1983), lo que sugiere un origen común.

La geotermometría-geobarometría de estas rocas, confirma la secuencia de cristalización determinada a partir de las observaciones petrográficas. La primera fase en cristalizar en todos los grupos establecidos es el olivino, en torno a 1366°, 1372°, 1336° y 1301°C en LEU, MEL, NEF y BAS, respectivamente. A continuación, comienza la cristalización del clinopiroxeno y la magnetita. La primera fase citada aparece a unos 1200°C en MEL, NEF y BAS, y a 1237°-1278°C en las LEU, en función del geotermómetro que se considere. Las ecuaciones utilizadas no permiten determinar la temperatura de cristalización de los núcleos verdes. La magnetita presenta una ligera disminución en la temperatura de aparición desde las MEL (1266°C) hasta las NEF (1243°C) y BAS y LEU (1230°C). La plagioclasa aparece en los BAS en torno a los 978°-1142°C bajo una p_{H_2O} próxima a los 0.5 Kb. La leucita y la melilita cristalizan en las LEU y MEL, respectivamente, a unos 1137°C. Por último, aparece la nefelina en torno a los 712°-748°C en MEL y NEF, y a unos 910°C en las LEU. El valor de la fugacidad de oxígeno (expresada como $-\log f_{O_2}$) al comienzo de la cristalización, osciló en torno a 3.6-3.9 en MEL y LEU, a 4.4 en NEF y a 5.1 en BAS. Al final de la cristalización, la fugacidad de oxígeno disminuyó a ~9.6-12.0 en todos los grupos, lo que sugiere una pérdida de volátiles por descompresión.

Todos los tipos petrológicos muestran un marcado carácter básico-ultrabásico ($SiO_2 < 46\%$) y alcalino, con nefelina normativa y contenidos altos en TiO_2 , alcalis, P_2O_5 y elementos traza incompatibles, respecto a los basaltos centrooceánicos. MEL, NEF y BAS, presentan caracteres geoquímicos análogos y forman una serie que se caracteriza por el aumento en SiO_2 , Al_2O_3 y FeO, y la disminución en el resto de los elementos mayores y en los elementos traza compatibles e incompatibles. Las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} de esta serie son relativamente homogéneas y oscilan en torno a los valores 0.7033 (Ancochea, 1982) y +5.76-+6.13‰, respectivamente. Las LEU presentan los

caracteres típicos de los magmas ultrapotásicos y se caracterizan por una mayor abundancia en K_2O respecto a Na_2O , un fuerte enriquecimiento en Rb y moderado en Cr y Zr, y un empobrecimiento en Y y Zn, respecto a la serie asociada. Las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} y δO^{18} de LEU son mayores que las de dicha serie (0.7071 [Ancochea, 1982] y $> +7.16\%$, respectivamente). Por otro lado, se puede distinguir un grupo de melaleucitas caracterizado por una mayor abundancia en MgO, Ni y Co, y menor en Nb y V, y una relación Sr^{87}/Sr^{86} inferior (0.7063-0.7067, Ancochea, 1982), respecto a las LEU.

Los caracteres petrológicos y geoquímicos de muchas de estas rocas (contenido elevado en Ni, número $Mg^* > 68$, presencia de xenolitos y xenocristales de origen mantélico) indican que corresponden a líquidos primarios o que apenas han sufrido diferenciación. El proceso de fusión parcial que ha generado estas rocas, se ha modelizado mediante una nueva aproximación al método inverso, en el que se tienen en cuenta las ecuaciones que describen dicho proceso y las que resultan de proyectar las rocas que representan líquidos primarios en diagramas del tipo $C_L^i - C_L^j$ y $C_L^i/C_L^j - C_L^i/C_L^j$.

Los resultados de esta modelización, sugieren que el elemento más incompatible durante la fusión es el Ce, seguido de La, Nb, P_2O_5 , Nd, Sm, Sr, Eu, Zr, Gd, Y, Dy, Yb y Lu, en orden decreciente de incompatibilidad. A su vez, K_2O , Rb y Ba se comportan como elementos compatibles. La evaluación de los parámetros del proceso, indica que los líquidos primarios melilitíticos, nefeliniticos y basáltico olivínicos de CC proceden de la fusión parcial en condiciones no modales de un manto lherzolítico granatífero con flogopita, en el que la proporción de esta última fase está comprendida entre 2-9%. Este manto estaba fuertemente enriquecido en elementos traza altamente incompatibles (p.ej. $\sim \times 19$ - $\times 11$ para La, Ce, Nd, Nb y Sr) y moderadamente para los elementos con menor grado de incompatibilidad (p.ej. $\sim \times 3$ para Yb, Lu e Y). El porcentaje de fusión

requerido para reproducir las abundancias observadas, aumenta progresivamente en el orden MEL-NEF-BAS, desde tasas del 5% para los magmas melilitíticos con mayor contenido en Ce, hasta el 18% para los magmas basáltico olivínicos con menor abundancia en elementos incompatibles. La participación del granate en el fundido no superó el 2%. La relativa constancia en las relaciones isotópicas de esta serie, confirma que estas rocas proceden por sucesivos grados de fusión a partir de un manto prácticamente homogéneo.

La escasa representación de las leucititas y la ausencia de variabilidad composicional en el único tipo primario existente, impide aplicar una aproximación como la realizada en los otros grupos. Sin embargo, se puede concluir que la porción del manto que ha dado lugar a estas rocas, es composicionalmente heterogéneo respecto al manto fuente de la serie asociada, lo que está apoyado por su diferente signatura isotópica. Las condiciones de fusión más probables para los magmas leucitíticos, sugieren un porcentaje de fusión del 6.5% a partir de un manto enriquecido en K_2O , Rb y Ba, respecto a la serie basáltica y abundancias en el resto de elementos traza incompatibles análogas a las estimadas para dicha serie. Si se asume que los coeficientes de distribución global para Rb y Ba varían en un rango igual al de los otros grupos, la abundancia en dichos elementos en el manto fuente de las LEU debió oscilar entre 31-44 ppm y 160-352 ppm, respectivamente, mientras que en MEL, NEF y BAS varió entre 4-6 ppm y 79-174 ppm. A su vez, el cálculo de los coeficientes de distribución global requeridos para reproducir las concentraciones observadas en las LEU, sugiere que la paragénesis del manto fuente ha debido ser cualitativamente similar, pero cuantitativamente diferente: mayor proporción de flogopita, mayor o igual de granate y menor de clinopiroxeno.

En el manto residual de la serie basáltica, la relación Gr/Cpx disminuye al aumentar el porcentaje de fusión. En el de las LEU, esta relación es inferior al

de las MEL producidas por análogos porcentajes de fusión. Cuando se alcanza el máximo grado de fusión, dicha relación es próxima a la condrítica.

Por lo que respecta a las rocas que corresponden a líquidos diferenciados por cristalización fraccionada, una vez establecida la composición de los líquidos iniciales y calculados los porcentajes de líquido residual en función de la abundancia en elementos altamente incompatibles (La, Ce, Nb y Zr), la resolución de los balances de masas establecidos para los elementos mayores demuestra que el porcentaje de cristalización oscila entre el 6-25% y que las únicas fases fraccionadas fueron olivino y clinopiroxeno, en porcentajes que varían entre el 2-10% y el 2-18%, respectivamente. La proporción de líquidos diferenciados aumenta con el grado de subsaturación y dentro de cada grupo con la tasa de fusión.

El fenómeno de la acumulación gravitatoria de cristales, afectó únicamente a las LEU, dando lugar a las melaleucititas. La modelización de este proceso sugiere que la proporción de acumulado es aproximadamente del 22% y que está compuesto mayoritariamente por olivino (17%) y una baja proporción de clinopiroxeno (5%).

El origen de este volcanismo está probablemente relacionado con la presencia de un punto caliente de unos 700 Km de diametro en el manto situado bajo CC, lo que provocó el ascenso de una columna de material astenosférico. En el Mioceno superior-Plioceno inferior, la evolución del orógeno bético provocó una serie de deformaciones en el antepais ibérico que condujeron a la generación de una banda distensiva con orientación NNE en CC. La extensión de la litosfera, produjo la descompresión de la columna astenosférica y la generación y ascenso de los magmas.

Apéndice 1

TÉCNICAS ANALÍTICAS. TABLAS DE ANÁLISIS QUÍMICOS.

TÉCNICAS ANALÍTICAS.

Microsonda electrónica.

Los análisis químicos de minerales, se han realizado con la microsonda electrónica (Jeol 50-A) del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Para todos los minerales analizados, se utilizaron como standards compuestos de composición cercana a la del problema, excepto en las determinaciones de Mn y Ti, en las que se usaron rodonita y rutilo, respectivamente. Las concentraciones obtenidas se corrigieron según el método de Bence y Albee (1968).

Absorción atómica.

La absorción atómica se ha utilizado para la determinación de los elementos mayores SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O y K₂O. Los análisis

se realizaron con un espectrómetro Perkin Elmer 2380 en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales. El contenido en FeO y P₂O₅ se determinó por valoración con KMnO₄ y por colorimetría en un espectrofotómetro Perkin Elmer 35, respectivamente. La marcha analítica seguida en cada caso, es análoga a la descrita por Pinto *et al.* (1984).

Fluorescencia de rayos X.

La fluorescencia de rayos X (FRX) se ha utilizado para la determinación de elementos mayores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅) y traza (Rb, Ba, Sr, Ce, Y, Zr, Nb, Zn, Co, Ni, V y Cr). Los análisis se realizaron en los Laboratoires Associés de Géologie, Pétrologie et Géochimie de la Universidad de Lieja (Bélgica) y la marcha analítica seguida es la utilizada por el Collectif Interuniversitaire de Géochimie Instrumentale de la Universidad de Lieja (Wilmart, 1984).

La determinación de los elementos mayores (excepto Na₂O) se llevó a cabo en perlas de fusión obtenidas a partir de la muestra calcinada, por lo que todo el hierro se encuentra en forma de Fe³⁺. Debido a su carácter volátil, el Na₂O no puede ser medido correctamente en las perlas de fusión, por lo que su determinación se realizó sobre pastillas, al igual que los elementos traza.

Todas las determinaciones se efectuaron en un espectrómetro CGR Alpha 2020, equipado con un pasador automático de 6 ó 30 muestras y un ordenador PC/XT de IBM, con el que se controlan prácticamente todas las funciones del espectrómetro. Las condiciones rutinarias de operación para la determinación de elementos mayores y traza, se indican en las Tablas 55 y 56, respectivamente. En

TABLA 55. Condiciones operativas de rutina para la determinación de los elementos mayores por FRX.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Tubo	Cr	Cr	Cr	Cr	W	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr
Analizador	PET	Ge	PET	Ge	LIF-220	TPB	Ge	TI Ap	Ge	Ge
Tiempo de contaje (s)	40	20	30	20	10	60	20	60	20	20
Pico 2θ	109.06	49.70	144.67	34.60	95.19	45.50	61.80	55.35	70.10	141.06
Fondo 2θ	—	—	—	—	—	—	—	56.35	—	—
Patrones	GA/GH DRN/BR	BR/T1	GA/GH DRN	BR(T ₁)	BR(T ₁)	Mica-Mg BR(T ₁) DRN/GA	BR(T ₁)	NIM-L BR/GH T _{1,2,3} /GA	GH(T ₃)	RT ₅ RT ₁₁
Blanco	Regresión lineal	Borax + SiO ₂	Regresión lineal	Borax + SiO ₂	Borax + SiO ₂	Borax + SiO ₂	Borax + SiO ₂	SiO ₂	Borax + SiO ₂	Borax + SiO ₂
Calibrado	P _m -P _b	P _m -P _b	P _m -P _b	P _m -P _b	P _m -P _b	P _m -P _b	P _m -P _b	(P-F) _m - (P-F) _b	P _m -P _b	P _m -P _b

P_m: pico de la muestra; P_b: pico del blanco; F: fondo.

Condiciones espectrómetro: Kv=50, mA=50; Contador: flujo; Colimador: grande.

Todos los ángulos se refieren a la K_α. Todos los elementos se miden en perlas de fusión, excepto Na₂O en pastilla.

TABLA 56. Condiciones operativas de rutina para la determinación de elementos traza por FRX.

	Rh	Ba	Sr	Ce	Y	Zr	Nb	Zn	Co	Ni	V	Cr
Contador	C	F	C	F	C	C	C	F	C	C	F	F
Tiempo de contaje (s)	20	100	20	100	20	20	20	30	30	30	30	30
Pico 2θ	37°99	128°67	35°87	111°52	33°93	32°12	30°42	60°63	77°93	71°26	123°18	107°11
Fondo 2θ	36°84 39°87	130°37	34°90 36°84	114°22	32°96 34°90	31°28 32°96	29°82	57°63	75°13	70°26	124°72	105°80
Patrones	BR/NG GH/AGV MAN	G2/AGV GA/GSN W1/BCR	BR/BCR NG/AGV GH/MAN	G2/BCR GSN/GA AGV/W1	NG/BCR GH/AGV BR/MAN	BR/BCR NG/AGV MAN/GH	BR/BCR NG/AGV MAN/GH	VSN/BR DTS/PCC DRN/AGV	VSN/BR DTS/PCC BCR	VSN/BR DTS/BCR DRN	VSN/BR DRN/AGV BCR/MR61	BR/DTS PCC MR61
Blanco	—	DTS	—	DTS	—	—	—	Regresión lineal	Regresión lineal	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂

Condiciones espectrómetro: Kv=50, mA=50; Cristal analizador: LIF 220; Colimador: fino.

Todos los ángulos se refieren a la K _{α} . C: contador de centelleo. F: contador de flujo.

todos los casos, se realizó un mínimo de tres determinaciones por muestra y elemento. Los valores obtenidos fueron corregidos según distintos métodos, en función del elemento que se analiza (ver Wilmart, 1984). El error medio del método para los elementos mayores y traza, es 2.2% y 4.34%, respectivamente. Por lo general, el error obtenido para los elementos traza es inferior al 5% y en ningún caso alcanza el 9%.

Plasma Inducido (ICP, Inductively Coupled Plasma).

La determinación del contenido en las tierras raras (TR) La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Yb y Lu, se efectuó por plasma inducido en el Collectif Interuniversitaire de Géochimie Instrumentale de la Universidad de Lieja. La marcha analítica seguida es la descrita por Roelandts y Michel (1986) (ver asimismo Cebriá *et al.*, 1991).

Las determinaciones se realizaron en un equipo Bausch & Lomb, modelo 3510-ARL. En todos los casos, se efectuó un mínimo de tres determinaciones sucesivas y separadas para cada elemento. La calibración se realizó mediante soluciones unielementales de cada una de las TR. Todas las intensidades fueron corregidas respecto al fondo, medido en una solución de ácido nítrico 5% (V/V). El procedimiento seguido permite obtener con una precisión excelente, en general por debajo de $\pm 1\%$ (Roelandts, 1988), la abundancia de las TR antes citadas.

Espectrometría de masas.

Las determinaciones de δO^{18} se realizaron en la Branch of Isotope Geology, del U.S. Geological Survey en Denver. El oxígeno fué extraído por reacción con F_3Br

y posteriormente convertido en CO₂, siguiendo el método de Clayton y Mayeda (1963). Las determinaciones isotópicas se realizaron en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251.

TABLAS DE ANÁLISIS QUÍMICOS.

Los análisis químicos de fases minerales se recogen en las Tablas 4-12. Junto a la sigla de cada muestra, se indica si el mineral es un fenocristal (F), un microfenocristal (Mf), un microcristal (Mc) o es una fase intersticial (Int). Asimismo, entre paréntesis se indica si el análisis se ha realizado en el borde (b), en el interior (i) o en el centro (c) del cristal. Junto al análisis químico se ha añadido la fórmula estructural y en su caso, el reparto de los cationes en posiciones estructurales, los porcentajes de miembros finales, y otros parámetros geoquímicos (ver capítulo 2 y Apéndice 2).

En la Tabla 13 se recogen los análisis de elementos mayores y traza, la norma CIPW, el parámetro Mg* ($100 \times \text{Mg} / [\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}]$), el índice de diferenciación (I.D. = Q + Or + Ab + Ne + Lc + Ks) y el índice de color (I.C. = Opx + Ol + Cpx + Ac + Mt + Hm + Il). Las muestras se han ordenado por grupos petrológicos, según la clasificación adoptada, que figura junto a la sigla de cada muestra. Los elementos traza se han agrupado por su afinidad geoquímica y dentro de cada grupo, en orden decreciente de su radio iónico. En el caso del Ce, los datos analíticos que cuentan con dos decimales han sido obtenidos por ICP. Debido a su menor precisión, en las determinaciones de Ce por FRX se han omitido los decimales.

Las relaciones isotópicas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ publicadas hasta la fecha (Ancochea, 1982 y Alibert *et al.*, 1983) y las determinaciones δO^{18} realizadas en este trabajo, se recogen en la Tabla 16 (capítulo 2).

En las Tablas 14 y 15 (capítulo 2) se recogen los valores medios y rangos de variación de los grupos petrológicos considerados para elementos mayores y traza.

TABLA 4. Análisis químicos de olivinos en las rocas volcánicas de Campo de Calatrava.

MELILITITAS														
	CAL-1b		CAL-2		CAL-6		CAL-7		CAL-11		CAL-12		CAL-19	
	F(i)	Mf	F(c)	Mf2	F(i)	F(c)	Mf	F(i)	Mf	F(c)	F(c)	F(b)		
SiO ₂	40.36	40.66	40.48	40.34	40.78	39.66	40.13	40.60	40.32	40.06	39.19	40.52		
FeO	12.13	11.60	11.20	11.22	11.58	14.56	12.88	12.06	12.55	13.47	14.76	11.79		
MgO	47.60	47.64	48.22	48.57	47.78	45.38	46.70	48.38	47.58	46.84	45.16	47.71		
MnO	—	0.12	0.12	0.14	0.16	0.25	—	—	—	—	—	—		
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	0.25		
Total	100.08	100.02	100.02	100.27	100.27	99.84	99.71	101.04	100.46	100.37	99.26	100.27		
Si	0.998	1.003	0.998	0.993	1.004	0.996	1.000	0.994	0.996	0.994	0.991	0.999		
Fe ²⁺	0.251	0.239	0.231	0.231	0.238	0.306	0.268	0.247	0.259	0.279	0.312	0.243		
Mn	—	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	—	—	—	—	—	—		
Mg	1.753	1.751	1.771	1.781	1.752	1.697	1.733	1.765	1.750	1.732	1.701	1.752		
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.004	0.007		
Fo%	87.49	87.97	88.47	88.53	88.03	84.74	86.59	87.72	87.11	86.11	84.50	87.82		
Fa%	12.51	12.03	11.53	11.47	11.97	15.26	13.41	12.28	12.89	13.89	15.50	12.18		

F: fenocristal; Mf: microfenocristal; c: centro; i: interior; b: borde.

La identificación de las muestras se encuentra en la Tabla 13.

TABLA 4. Continuación.

	MELILITITAS										NEFELINITAS	
	CAL-20	CAL-21		CAL-25	CAL-27	CAL-40	CAL-43	CAL-54	CAL-66	CAL-74	CAL-13	CAL-50
	F(i)	F(i)	F(i)	F(c)	F(c)	F(i)	F(i)	F(b)	F(c)	Mf	F(c)	Mf
SiO ₂	40.50	40.75	40.73	40.82	40.52	40.76	39.38	40.19	40.71	41.02	40.48	39.37
FeO	10.38	12.79	11.71	12.53	13.05	10.92	14.39	13.81	12.21	12.92	13.70	15.08
MgO	49.07	46.53	47.55	46.15	46.45	47.52	45.54	46.31	47.67	48.05	46.84	45.54
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.16	—
CaO	—	—	—	—	—	0.21	0.15	—	—	0.23	—	—
Total	99.94	100.06	99.99	99.49	100.02	99.42	99.58	100.31	100.60	102.23	101.18	99.99
Si	0.995	1.009	1.005	1.015	1.006	1.009	0.992	0.999	1.001	0.996	0.998	0.989
Fe ²⁺	0.213	0.265	0.242	0.260	0.271	0.226	0.303	0.287	0.251	0.262	0.282	0.317
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.003	—
Mg	1.796	1.717	1.748	1.709	1.718	1.752	1.709	1.715	1.747	1.739	1.720	1.705
Ca	—	—	—	—	—	0.006	0.004	—	—	0.006	—	—
Fo%	89.39	86.64	87.86	86.78	86.38	88.58	84.94	85.66	87.43	86.89	85.90	84.33
Fa%	10.61	13.36	12.14	13.22	13.62	11.42	15.06	14.34	12.57	13.11	14.10	15.67

F: fenocrystal; Mf: microfenocrystal; c: centro; i: interior; b: borde.

TABLA 4. Continuación.

	NEFELINITAS		BASALTOS OLIVÍNICOS						LEUCITITAS				Enclave
	CAL-50	CAL-56	CAL-5	CAL-8	CAL-8	CAL-34	CAL-55	CAL-69	CAL-9	CAL-10	CAL-10	CAL-10	CAL-9B
	F(c)	F(i)	F(c)	F(c)	Mf	F(b)	F(i)	F(i)	F(i)	F(i)	F(b)	Mf	F(c)
SiO ₂	40.10	40.30	40.01	39.96	39.96	41.45	40.34	39.31	40.80	40.87	40.61	39.92	41.27
FeO	15.00	13.14	13.11	14.45	13.98	14.97	14.20	12.94	11.32	10.98	11.33	12.98	9.32
MgO	45.60	45.49	47.10	45.81	46.08	43.95	46.14	46.62	48.20	48.64	48.04	47.27	50.68
MnO	—	—	—	0.25	0.15	—	—	0.40	0.12	—	0.12	0.12	0.12
CaO	—	0.25	—	—	—	0.30	—	—	—	—	—	—	—
Total	100.70	99.19	100.23	100.46	100.16	100.67	100.68	99.27	100.44	100.50	100.10	100.30	101.39
Si	0.998	1.010	0.993	0.996	0.997	1.029	1.001	0.987	1.002	1.001	1.001	0.991	0.995
Fe ²⁺	0.312	0.275	0.272	0.301	0.291	0.311	0.294	0.272	0.232	0.225	0.233	0.269	0.188
Mn	—	—	—	0.005	0.003	—	—	0.009	0.003	—	0.003	0.003	0.003
Mg	1.691	1.698	1.742	1.701	1.712	1.624	1.705	1.745	1.762	1.774	1.763	1.747	1.820
Ca	—	0.007	—	—	—	0.008	—	—	—	—	—	—	—
Fo%	84.42	86.05	86.49	84.96	85.45	83.95	85.27	86.51	88.35	88.76	88.31	86.64	90.65
Fa%	15.58	13.95	13.51	15.04	14.55	16.05	14.73	13.49	11.65	11.24	11.69	13.36	9.35

F: fenocristal; Mf: microfenocristal; c: centro; i: interior; b: borde.

TABLA 5. Análisis químicos de los clinopiroxenos de las rocas Campo de Calatrava (zonas de borde).

MELILITITAS									
	CAL-1b F(i)	CAL-2 Mf	CAL-6 F(b)	CAL-6 Mf(b)	CAL-7 F(i)	CAL-7 F(b)	CAL-12 F(b)	CAL-12 F(b)2	CAL-19 F(i)
SiO ₂	48.56	47.23	46.27	46.84	48.32	44.82	50.07	50.57	49.58
TiO ₂	2.27	3.23	2.49	2.22	1.57	2.15	1.28	1.17	1.19
Al ₂ O ₃	5.60	6.01	6.00	8.24	5.70	8.96	3.85	3.25	4.36
FeO	7.39	6.30	7.07	8.35	5.25	6.96	5.53	6.01	4.81
MgO	13.61	14.60	13.38	11.36	14.95	12.88	15.48	15.87	15.09
MnO	—	0.10	0.10	—	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
CaO	22.88	23.35	23.59	24.01	24.01	23.62	22.99	21.98	23.59
Na ₂ O	—	0.27	0.35	0.42	0.36	0.34	0.39	0.44	1.17
Total	100.31	101.09	99.24	101.43	100.27	99.83	99.69	99.38	99.89
<i>Fórmula estructural</i>									
Si	1.801	1.727	1.728	1.724	1.766	1.659	1.842	1.865	1.807
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.199	0.259	0.264	0.276	0.234	0.341	0.158	0.135	0.187
Fe ^{3+ IV}	—	0.014	0.008	—	—	—	—	—	0.006
Ti ^{VI}	0.063	0.089	0.070	0.061	—	0.060	0.035	0.032	0.033
Al ^{VI}	0.046	—	—	0.082	0.043	0.050	0.009	0.006	—
Fe ^{3+ VI}	0.027	0.114	0.157	0.101	0.012	0.197	0.107	0.095	0.141
Fe ²⁺	0.203	0.064	0.056	0.156	0.161	0.019	0.063	0.091	—
Mn	—	0.003	0.003	—	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	0.752	0.796	0.745	0.623	0.815	0.711	0.848	0.872	0.820
Ca	0.909	0.915	0.944	0.947	0.941	0.937	0.906	0.869	0.921
Na	—	0.019	0.025	0.030	0.026	0.025	0.028	0.031	0.082
<i>Clasificación IMA</i>									
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop
Q	1.86	1.78	1.75	1.73	1.76	1.67	1.82	1.83	1.74
J	—	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.17
Wo	48.08	48.34	49.55	51.83	49.02	50.20	47.01	45.02	48.88
En	39.79	42.06	39.09	34.11	42.46	38.09	44.01	45.21	43.48
Fs	12.13	9.61	11.35	14.06	8.53	11.71	8.98	9.77	7.64
<i>Términos finales</i>									
Acm	—	1.89	2.51	2.98	2.57	2.46	2.80	3.12	8.10
Jad	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cta	6.32	8.88	6.98	6.15	4.33	5.97	3.54	3.24	3.21
Cfa	2.67	8.15	12.45	7.11	13.49	17.19	7.85	6.34	6.31
Tsc	4.59	—	—	8.18	1.20	4.98	0.89	0.65	2.83
Cfs	—	1.40	0.78	—	—	—	—	—	—
Wo	38.67	36.52	37.10	36.63	37.52	32.76	39.17	38.33	39.11
En	37.62	39.79	37.24	31.16	40.73	35.53	42.42	43.62	40.29
Fs	10.13	3.37	2.95	7.80	0.16	1.10	3.33	4.70	0.15

F: fenocristal; Mf: microfenocristal; Mc: microcristal; c: centro; i: interior; b: borde; Q=Ca+Mg+Fe²⁺; J=2Na; Wo: wollastonita; En: enstatita; Fs: ferrosilita; Acm: acmita; Jad: jadeita; Cta: molécula de Tschermak-Ca-Ti; Cfa: mol. Tschermak-Ca-Fe²⁺; Tsc: mol. Tschermak s.s.; Cfs: mol. Tschermak-Ca-Fe³⁺.

TABLA 5. Continuación.

MELILITITAS									
	CAL-19 F(b)	CAL-19 Mc	CAL-20 F(i)	CAL-20 F(b)	CAL-20 Mf	CAL-21 Mf	CAL-25 Mf	CAL-27 Mf(c)	CAL-27 Mf(b)
SiO ₂	45.35	48.23	51.19	48.13	49.72	48.88	47.86	49.11	45.45
TiO ₂	2.47	1.98	0.85	2.09	1.33	2.35	2.47	1.39	2.85
Al ₂ O ₃	7.26	5.79	2.95	5.62	4.34	6.04	4.99	6.99	8.04
FeO	7.09	6.58	4.41	6.73	6.49	7.19	7.19	6.49	7.42
MgO	13.40	13.40	16.46	14.14	14.94	12.52	13.72	16.53	11.80
MnO	0.10	0.10	—	—	—	—	—	—	—
CaO	24.08	22.80	22.94	22.82	22.76	23.24	23.32	22.53	23.44
Na ₂ O	0.29	0.32	0.40	0.48	0.47	0.42	0.39	1.07	0.50
Total	100.03	99.19	99.20	100.00	100.06	100.63	99.94	104.09	99.49
<i>Fórmula estructural</i>									
Si	1.678	1.800	1.880	1.776	1.827	1.808	1.776	1.713	1.700
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.316	0.200	0.120	0.224	0.173	0.193	0.218	0.286	0.299
Fe ^{3+ IV}	0.005	—	—	—	—	—	0.006	—	—
Ti ^{VI}	0.069	0.056	0.024	0.058	0.037	0.065	0.069	0.036	0.080
Al ^{VI}	—	0.055	0.008	0.020	0.015	0.071	—	0.001	0.055
Fe ^{3+ VI}	0.206	0.057	0.093	0.122	0.117	0.020	0.114	0.189	0.121
Fe ²⁺	0.008	0.149	0.042	0.086	0.082	0.202	0.103	—	0.111
Mn	0.003	0.003	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0.739	0.746	0.901	0.777	0.819	0.690	0.759	0.859	0.658
Ca	0.955	0.912	0.903	0.902	0.896	0.921	0.927	0.842	0.939
Na	0.021	0.023	0.029	0.034	0.034	0.030	0.028	0.072	0.036
<i>Clasificación IMA</i>									
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Augita	Diop
Q	1.70	1.81	1.85	1.77	1.80	1.81	1.79	1.70	1.71
J	0.04	0.05	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.14	0.07
Wo	49.97	48.87	46.56	47.81	46.81	50.23	48.71	44.54	51.36
En	38.68	39.95	46.46	41.19	42.76	37.63	39.86	45.45	35.95
Fs	11.36	11.18	6.98	11.01	10.43	12.14	11.42	10.01	12.69
<i>Términos finales</i>									
Jad	2.09	2.31	2.88	3.42	3.36	2.01	2.79	7.03	3.63
Jad	—	—	—	—	—	0.99	—	—	—
Cta	6.86	5.55	2.35	5.80	3.67	6.53	6.88	3.55	8.02
Cfa	17.93	3.35	6.43	8.78	8.37	—	8.06	11.44	8.50
Tsc	—	5.51	0.83	2.03	1.54	6.16	—	4.76	5.46
Cfs	0.55	—	—	—	—	—	0.58	—	—
Wo	35.06	38.40	40.34	36.81	38.01	39.70	38.60	31.25	35.98
En	36.94	37.28	45.05	38.87	40.93	34.50	37.93	41.96	32.88
Fs	0.56	7.61	2.11	4.29	4.11	10.12	5.16	—	5.54

TABLA 5. Continuación.

MELILITITAS									
	CAL-40 F(i)	CAL-40 F(b)	CAL-40 Mf	CAL-43 F(c)	CAL-43 F(b)	CAL-43 Mf	CAL-54 F(i)	CAL-54 F(b)	CAL-66 F(c)
SiO ₂	50.61	46.74	42.60	47.86	42.64	47.23	48.30	48.97	47.70
TiO ₂	1.40	2.60	2.47	2.87	4.19	2.87	3.56	1.62	1.08
Al ₂ O ₃	3.86	5.56	8.07	6.63	9.70	6.70	6.74	5.19	3.54
FeO	5.81	8.20	6.80	4.91	6.24	5.90	6.68	7.11	9.61
MgO	14.20	13.34	14.11	13.13	13.16	13.06	11.23	12.41	15.59
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10
CaO	23.60	23.05	25.01	24.33	23.56	24.19	23.91	24.19	21.22
Na ₂ O	0.42	0.49	0.46	0.57	0.40	0.46	0.45	0.66	0.99
Total	99.90	99.98	99.52	100.30	99.89	100.40	100.86	100.14	99.82
<i>Fórmula estructural</i>									
Si	1.869	1.737	1.572	1.761	1.578	1.741	1.793	1.815	1.756
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.131	0.244	0.351	0.238	0.421	0.258	0.207	0.185	0.154
Fe ^{3+ IV}	—	0.020	0.077	—	—	—	—	—	0.091
Ti ^{VI}	0.039	0.073	0.069	0.079	0.117	0.080	0.099	0.045	—
Al ^{VI}	0.037	—	—	0.049	0.002	0.033	0.088	0.042	0.030
Fe ^{3+ VI}	0.046	0.153	0.133	0.072	0.193	0.099	—	0.101	0.205
Fe ²⁺	0.133	0.082	—	0.079	—	0.083	0.207	0.120	—
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	0.003
Mg	0.781	0.739	0.776	0.720	0.726	0.718	0.621	0.685	0.855
Ca	0.934	0.918	0.989	0.959	0.934	0.956	0.951	0.961	0.837
Na	0.030	0.036	0.033	0.041	0.028	0.033	0.033	0.047	0.070
<i>Clasificación IMA</i>									
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Augita
Q	1.85	1.74	1.77	1.76	1.66	1.76	1.78	1.77	1.69
J	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.09	0.14
Wo	49.28	48.52	52.11	52.41	50.42	51.52	53.44	51.48	44.05
En	41.24	39.04	40.88	39.34	39.16	38.68	34.90	36.72	45.00
Fs	9.47	12.45	7.01	8.25	10.42	9.80	11.66	11.80	10.96
<i>Términos finales</i>									
Jad	2.99	3.55	3.17	4.10	2.83	3.26	—	4.71	6.96
Jad	—	—	—	—	—	—	3.31	—	—
Cta	3.89	7.26	6.54	7.95	11.59	7.97	10.05	4.51	2.94
Cfa	1.63	9.85	16.87	3.10	16.37	6.67	—	5.37	9.28
Tsc	3.69	—	1.78	4.88	1.28	3.25	3.23	4.15	—
Cfs	—	1.94	—	—	—	—	—	—	6.49
Wo	42.07	36.37	34.62	40.01	31.84	38.85	41.49	41.02	31.97
En	39.06	36.93	37.03	36.01	36.08	35.88	31.43	34.27	42.21
Fs	6.66	4.10	—	3.96	—	4.13	10.50	5.98	0.15

TABLA 5. Continuación.

	MELILITITAS							NEFELINITAS	
	CAL-66 F(b)	CAL-70 Mf(c)	CAL-70 Mc	CAL-74 F(i)	CAL-74 F(b)	CAL-74 Mf(c)	CAL-74 Mf(b)	CAL-13 F(b)	CAL-13 Mf
SiO ₂	42.15	46.94	52.17	49.21	47.92	48.00	42.24	51.65	43.80
TiO ₂	2.80	2.27	1.45	1.36	1.82	1.69	4.39	1.28	3.31
Al ₂ O ₃	8.33	6.05	1.19	6.51	6.65	6.64	10.07	3.57	7.29
FeO	8.98	7.06	6.02	5.71	6.06	6.00	8.49	5.71	7.75
MgO	14.23	14.66	15.95	16.18	13.87	14.77	11.85	16.60	17.20
MnO	0.10	0.12	0.38	—	—	—	—	0.13	0.10
CaO	23.55	22.31	23.10	24.15	25.23	23.05	22.92	22.60	20.93
Na ₂ O	0.64	0.36	0.53	0.68	0.47	0.59	0.42	0.39	0.64
Total	100.78	99.78	100.78	103.81	102.02	100.75	100.38	101.93	101.01
<i>Fórmula estructural</i>									
Si	1.542	1.735	1.905	1.727	1.730	1.746	1.571	1.854	1.582
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.359	0.264	0.051	0.269	0.270	0.255	0.430	0.146	0.310
Fe ^{3+ IV}	0.099	0.002	0.044	0.004	—	—	—	—	0.108
Ti ^{VI}	0.077	0.063	0.040	0.036	0.050	0.046	0.123	0.035	0.090
Al ^{VI}	—	—	—	—	0.013	0.030	0.012	0.005	—
Fe ^{3+ VI}	0.176	0.165	0.053	0.164	0.183	0.173	0.202	0.098	0.126
Fe ²⁺	—	0.051	0.087	—	—	0.009	0.062	0.073	—
Mn	0.003	0.004	0.012	—	—	—	—	0.004	0.003
Mg	0.776	0.807	0.868	0.846	0.746	0.801	0.657	0.888	0.926
Ca	0.923	0.883	0.904	0.908	0.976	0.898	0.914	0.869	0.810
Na	0.046	0.026	0.037	0.046	0.033	0.042	0.030	0.027	0.045
<i>Clasificación IMA</i>									
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Augita	Augita
Q	1.70	1.74	1.86	1.75	1.72	1.71	1.63	1.83	1.74
J	0.09	0.05	0.07	0.09	0.07	0.08	0.06	0.06	0.09
Wo	49.16	46.23	46.99	47.35	51.23	47.75	49.80	44.98	43.43
En	41.33	42.25	45.12	44.12	39.17	42.56	35.81	45.95	49.64
Fs	9.52	11.52	7.89	8.53	9.60	9.69	14.40	9.07	6.94
<i>Términos finales</i>									
Jad	4.38	2.60	3.72	4.54	3.25	4.19	3.05	2.73	4.34
Jad	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cta	7.38	6.32	2.57	3.52	4.94	4.62	12.28	3.46	8.64
Cfa	19.67	13.71	—	11.88	15.01	13.15	17.13	7.09	12.59
Tsc	—	—	—	3.73	1.68	3.04	1.24	0.55	—
Cfs	1.14	0.18	2.98	—	—	—	—	—	2.80
Wo	30.12	34.07	42.41	34.90	37.89	34.52	30.36	37.92	26.95
En	37.17	40.37	43.38	41.43	37.24	40.03	32.84	44.40	44.54
Fs	0.15	2.76	4.95	—	—	0.45	3.11	3.85	0.15

TABLA 5. Continuación.

	NEFELINITAS				BASALTOS OLIVÍNICOS				
	CAL-50 Mf	CAL-56 F(b)	CAL-56 Mf(c)	CAL-56 Mf(b)	CAL-5 F(b)	CAL-8 F(i)	CAL-34 Mc	CAL-83 F(c)	CAL-83 F(i)
SiO ₂	48.58	46.21	46.99	46.88	51.71	48.76	53.20	50.84	49.65
TiO ₂	2.41	1.57	2.15	2.31	0.89	1.73	0.93	0.51	0.83
Al ₂ O ₃	5.32	5.85	5.39	6.41	3.96	4.50	3.18	1.87	2.85
FeO	8.23	6.25	7.34	7.09	6.36	8.31	6.07	8.84	9.60
MgO	11.39	15.60	12.76	13.44	14.45	16.48	13.87	14.07	13.89
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.19	—	0.41	0.14
CaO	22.48	24.05	24.35	24.05	21.88	19.13	22.66	21.68	22.60
Na ₂ O	0.83	0.57	0.52	0.52	0.83	0.90	0.52	1.22	0.94
Total	99.33	100.20	99.59	100.80	100.18	99.99	100.43	99.43	100.49
<i>Fórmula estructural</i>									
Si	1.828	1.685	1.752	1.720	1.897	1.785	1.958	1.888	1.830
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.172	0.251	0.237	0.277	0.103	0.194	0.042	0.082	0.124
Fe ^{3+ IV}	—	0.064	0.011	0.002	—	0.021	—	0.030	0.046
Ti ^{VI}	0.068	0.043	0.060	0.064	0.024	0.047	0.026	0.014	0.023
Al ^{VI}	0.064	—	—	—	0.068	—	0.096	—	—
Fe ^{3+ VI}	0.033	0.127	0.166	0.189	0.045	0.183	—	0.172	0.191
Fe ²⁺	0.226	—	0.052	0.026	0.150	0.050	0.187	0.073	0.059
Mn	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.006	—	0.013	0.004
Mg	0.639	0.847	0.709	0.735	0.790	0.899	0.761	0.778	0.763
Ca	0.906	0.940	0.973	0.946	0.860	0.751	0.894	0.863	0.893
Na	0.061	0.040	0.038	0.037	0.059	0.064	0.037	0.088	0.067
<i>Clasificación IMA</i>									
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Diop	Diop	Diop	Diop	Diop	Augita	Diop	Diop	Diop
Q	1.77	1.79	1.73	1.71	1.80	1.70	1.84	1.71	1.72
J	0.12	0.08	0.08	0.07	0.12	0.13	0.07	0.18	0.13
Wo	50.15	49.02	51.13	49.79	46.53	39.73	48.54	45.45	46.74
En	35.35	44.21	37.28	38.70	42.74	47.59	41.31	41.02	39.96
Fs	14.51	6.77	11.59	11.51	10.72	12.68	10.15	13.54	13.30
<i>Términos finales</i>									
Jad	3.30	3.89	3.77	3.68	4.51	6.35	—	8.79	6.71
Jad	2.78	—	—	—	1.41	—	3.77	—	—
Cta	6.81	4.16	6.02	6.37	2.44	4.75	2.61	1.42	2.30
Cfa	—	14.51	11.64	15.02	—	9.90	—	5.34	7.76
Tsc	3.59	0.72	—	—	5.43	—	2.52	—	—
Cfs	—	—	1.14	0.22	—	2.10	—	3.03	4.62
Wo	40.11	35.67	39.23	36.49	39.06	29.15	42.89	38.23	37.29
En	31.94	40.91	35.46	36.76	39.50	44.95	38.69	38.92	38.16
Fs	11.46	0.15	2.75	1.47	7.65	2.80	9.51	4.27	3.16

TABLA 5. Continuación.

	BASALTOS OLIVÍNICOS							LEU.
	CAL-83 F(i)	CAL-83 F(b)	CAL-83 F(b)	CAL-55 Mc	CAL-69 F(c)	CAL-69 F(b)	CAL-69 Mf(c)	CAL-10 Mf(c)
SiO ₂	48.49	46.89	51.45	47.97	50.09	49.84	44.26	49.32
TiO ₂	1.66	2.45	1.11	2.38	1.91	1.27	2.95	0.85
Al ₂ O ₃	5.31	6.18	2.10	6.16	3.71	3.19	7.85	1.96
FeO	5.64	6.75	5.64	7.22	7.07	5.41	8.67	6.16
MgO	14.67	14.04	15.82	15.16	13.60	15.26	13.00	16.81
MnO	0.10	0.11	0.11	—	0.12	0.12	0.10	—
CaO	23.47	23.30	23.34	21.54	23.09	23.74	22.69	24.42
Na ₂ O	0.47	0.48	0.47	0.48	0.46	0.42	0.35	0.16
Total	99.81	100.19	100.03	100.90	100.04	99.24	99.87	99.68
<i>Fórmula estructural</i>								
Si	1.784	1.728	1.887	1.750	1.858	1.843	1.648	1.811
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.216	0.268	0.091	0.250	0.141	0.139	0.344	0.085
Fe ^{3+ IV}	—	0.004	0.022	—	—	0.018	0.008	0.104
Ti ^{VI}	0.046	0.068	0.031	0.065	0.053	0.035	0.083	0.023
Al ^{VI}	0.014	—	—	0.015	0.021	—	—	—
Fe ^{3+ VI}	0.143	0.171	0.085	0.138	0.048	0.116	0.213	0.085
Fe ²⁺	0.031	0.033	0.066	0.082	0.172	0.033	0.049	—
Mn	0.003	0.003	0.003	—	0.004	0.004	0.003	—
Mg	0.804	0.771	0.865	0.824	0.752	0.841	0.722	0.920
Ca	0.925	0.920	0.917	0.842	0.918	0.941	0.905	0.961
Na	0.033	0.034	0.033	0.034	0.033	0.030	0.026	0.011
<i>Clasificación IMA</i>								
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Diop	Diop	Diop	Augita	Diop	Diop	Diop	Diop
Q	1.76	1.72	1.85	1.75	1.84	1.82	1.68	1.88
J	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.02
Wo	48.54	48.46	47.38	44.64	48.50	48.62	47.85	48.88
En	42.20	40.61	44.67	43.69	39.72	43.48	38.14	46.79
Fs	9.26	10.93	7.95	11.67	11.79	7.90	14.02	4.33
<i>Términos finales</i>								
Acm	3.35	3.44	3.32	3.38	3.32	2.98	2.56	1.11
Jad	—	—	—	—	—	—	—	—
Cta	4.60	6.78	3.07	6.54	5.32	3.54	8.26	2.31
Cfa	10.95	13.28	2.93	10.45	1.46	6.82	17.93	3.74
Tsc	1.43	—	—	1.49	2.06	—	—	—
Cfs	—	0.39	2.23	—	—	1.80	0.79	6.88
Wo	37.77	35.76	41.75	32.86	41.48	40.95	31.77	40.76
En	40.22	38.54	43.24	41.20	37.59	42.06	36.08	45.21
Fs	1.68	1.82	3.46	4.09	8.77	1.84	2.62	—

TABLA 6. Análisis químicos de clinopiroxenos (núcleos verdes) en las rocas Campo de Calatrava y en los enclaves presentes en las leucititas.

MELILITITAS							
	CAL-6 F(c)	CAL-6 F(I)	CAL-6 MF(c)	CAL-7 F(c)	CAL-12 F(c)	CAL-12 F(c)2	CAL-19 F(c)
SiO ₂	42.18	46.68	48.28	48.57	47.95	47.32	50.29
TiO ₂	2.67	2.83	0.84	0.76	1.45	1.35	0.65
Al ₂ O ₃	12.04	6.98	5.02	4.44	4.70	4.49	2.27
FeO	10.10	11.08	11.73	12.70	12.92	12.68	11.82
MgO	9.11	9.10	9.63	10.98	10.18	10.46	11.95
MnO	0.10	—	0.30	0.26	0.10	0.10	0.10
CaO	22.32	22.38	21.69	20.54	20.61	21.56	21.59
Na ₂ O	1.07	0.51	2.03	1.65	1.64	1.79	1.32
Total	99.59	99.55	99.52	99.90	99.55	99.74	99.98
<i>Fórmula estructural</i>							
Si	1.585	1.781	1.815	1.819	1.811	1.778	1.881
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.415	0.219	0.186	0.181	0.189	0.199	0.100
Fe ^{3+ IV}	—	—	—	—	—	0.023	0.019
Ti ^{VI}	0.075	0.081	0.024	0.021	0.041	0.038	0.018
Al ^{VI}	0.118	0.095	0.037	0.015	0.020	—	—
Fe ^{3+ VI}	0.225	—	0.248	0.242	0.206	0.277	0.178
Fe ²⁺	0.092	0.354	0.121	0.155	0.202	0.098	0.173
Mn	0.003	—	0.009	0.008	0.003	0.003	0.003
Mg	0.510	0.517	0.539	0.613	0.573	0.586	0.666
Ca	0.898	0.915	0.873	0.825	0.834	0.868	0.865
Na	0.078	0.038	0.148	0.120	0.120	0.130	0.096
<i>Clasificación IMA</i>							
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Diop	Diop	Diop	Augita	Diop	Diop	Diop
Q	1.50	1.79	1.53	1.59	1.61	1.55	1.70
J	0.16	0.08	0.30	0.24	0.24	0.26	0.19
Wo	51.97	51.23	48.77	44.73	45.87	47.38	45.89
En	29.50	28.97	30.11	33.26	31.51	31.98	35.32
Fs	18.54	19.80	21.12	22.02	22.62	20.64	18.79
<i>Términos finales</i>							
Acm	7.81	—	14.78	11.98	12.01	13.05	9.60
Jad	—	3.75	—	—	—	—	—
Cta	7.53	8.14	2.38	2.15	4.13	3.80	1.82
Cfa	14.70	—	10.02	12.25	8.61	12.30	6.39
Tsc	11.79	5.70	3.74	1.52	2.04	—	—
Cfs	—	—	—	—	—	2.34	1.85
Wo	27.91	38.85	35.60	33.27	34.31	34.17	38.24
En	25.50	25.88	26.97	30.66	28.65	29.29	33.31
Fs	4.77	17.69	6.51	8.18	10.25	5.06	8.80

Las abreviaturas y el significado de los parámetros es igual que en la Tabla 5.

TABLA 6. Continuación.

	MEL.	NEFELINITAS			BASALTOS		ENCLAVE		
	CAL-40 F(c)	CAL-13 F(c)	CAL-13 F(I)	CAL-56 F(c)	CAL-5 F(c)	CAL-55 MF	CAL-9b F(I)	CAL-9b M(I)	CAL-9b M2(I)
SiO ₂	51.70	53.15	52.55	45.00	51.35	51.29	50.75	52.39	51.81
TiO ₂	0.62	0.25	0.22	1.56	1.07	0.41	0.46	0.52	0.50
Al ₂ O ₃	1.67	0.32	0.72	6.43	1.12	1.48	6.72	7.63	7.30
FeO	12.37	12.84	16.06	14.35	11.22	13.41	2.79	3.07	3.02
MgO	11.43	11.91	9.61	8.24	11.88	11.02	16.02	14.69	14.73
MnO	0.10	0.30	0.32	0.12	0.10	0.10	0.10	—	—
CaO	20.42	21.19	18.64	22.78	22.37	20.57	20.62	21.89	21.68
Na ₂ O	1.89	1.14	2.49	1.01	0.53	1.35	1.59	1.66	1.56
Total	100.20	101.09	100.59	99.49	99.63	99.62	99.04	101.85	100.60
<i>Fórmula estructural</i>									
Si	1.930	1.980	1.976	1.722	1.945	1.941	1.837	1.856	1.858
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.070	0.014	0.024	0.277	0.050	0.059	0.163	0.144	0.142
Fe ^{3+IV}	—	0.006	—	—	0.006	—	—	—	—
Ti ^{VI}	0.017	0.007	0.006	0.045	0.030	0.012	0.012	0.014	0.013
Al ^{VI}	0.004	—	0.008	0.013	—	0.007	0.124	0.175	0.167
Fe ^{3+VI}	0.168	0.089	0.185	0.250	0.033	0.129	0.084	0.056	0.057
Fe ²⁺	0.218	0.305	0.320	0.209	0.317	0.296	—	0.035	0.034
Mn	0.003	0.009	0.010	0.004	0.003	0.003	0.003	—	—
Mg	0.636	0.661	0.539	0.470	0.671	0.621	0.865	0.775	0.787
Ca	0.817	0.846	0.751	0.934	0.908	0.834	0.800	0.831	0.833
Na	0.137	0.083	0.181	0.075	0.039	0.099	0.112	0.114	0.109
<i>Clasificación IMA</i>									
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
Nombre	Augita	Augita	Augita	Diop	Diop	Augita	Diop	Diop	Diop
Q	1.67	1.81	1.61	1.61	1.90	1.75	1.66	1.64	1.65
J	0.27	0.17	0.36	0.15	0.08	0.20	0.22	0.23	0.22
Wo	44.35	44.27	41.61	50.04	47.00	44.30	45.66	48.96	48.68
En	34.51	34.62	29.86	25.16	34.72	33.00	49.35	45.69	46.03
Fs	21.14	21.11	28.54	24.81	18.28	22.71	5.00	5.36	5.29
<i>Términos finales</i>									
Acm	13.66	8.26	18.13	7.52	3.85	9.92	8.36	5.60	5.68
Jad	—	—	—	—	—	—	2.68	5.81	5.20
Cta	1.73	0.70	0.61	4.48	2.51	1.16	1.23	1.38	1.34
Cfa	3.15	0.02	0.38	17.52	—	2.95	—	—	—
Tsc	0.38	—	0.79	1.28	—	0.67	11.62	11.66	11.49
Cfs	—	0.60	—	—	0.01	—	—	—	—
Wo	38.23	41.63	36.66	35.08	44.12	39.31	33.17	35.04	35.23
En	31.79	33.07	26.94	23.49	33.53	31.06	42.79	38.78	39.37
Fs	11.07	15.73	16.50	10.64	15.99	14.94	0.15	1.75	1.69

TABLA 7. Análisis químicos de melilitas en las rocas volcánicas de Campo de Calatrava.

	CAL-1b	CAL-1b	CAL-1b	CAL-19	CAL-21	CAL-43	CAL-70	CAL-70
	Sb	Sl	Sl(2)	Sl	Sl	Sl	Sl	Sl
SiO ₂	43.70	44.58	43.17	42.30	42.07	44.94	43.88	41.22
TiO ₂	—	—	—	—	0.46	0.10	—	—
Al ₂ O ₃	5.75	6.68	6.78	6.67	7.17	6.67	6.74	8.11
FeO	4.21	4.54	4.17	4.18	4.28	4.22	3.90	4.71
MgO	8.64	7.40	8.60	9.04	8.48	8.11	8.72	8.56
CaO	32.97	33.01	33.50	34.38	33.37	34.18	33.64	33.51
Na ₂ O	4.26	3.97	4.60	4.25	4.25	3.45	2.12	3.95
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.17	0.09
Total	99.54	100.18	100.82	100.81	100.07	101.66	99.17	100.16
<i>Fórmula estructural</i>								
Si	3.989	4.027	3.900	3.839	3.835	3.998	3.987	3.766
Ti	—	—	—	—	0.032	0.007	—	—
Al	0.619	0.711	0.722	0.713	0.771	0.699	0.721	0.873
Fe ^t	0.321	0.343	0.315	0.317	0.326	0.314	0.296	0.360
Mg	1.175	0.995	1.157	1.222	1.152	1.074	1.180	1.165
Ca	3.222	3.194	3.242	3.341	3.258	3.256	3.273	3.278
Na	0.753	0.695	0.804	0.747	0.750	0.594	0.374	0.700
K	—	—	—	—	—	—	0.019	0.011
<i>Términos finales (%)</i>								
Ak	55.9	48.9	55.2	57.4	54.4	54.2	62.7	53.8
Fe-Ak	7.8	16.9	1.6	—	3.8	15.8	15.7	2.5
Ms	35.8	34.2	38.4	35.1	35.4	30.0	20.9	32.9
Ge	0.5	—	4.8	7.5	6.3	—	0.7	10.8

Sb: sección basal; Sl: sección longitudinal.

TABLA 8. Análisis químicos de nefelinas en las rocas volcánicas de Campo de Calatrava

	CAL-7	CAL-9	CAL-9B	CAL-10	CAL-10	CAL-25
	Mc	Int	Mc	Int1	Int2	Int
SiO ₂	42.32	44.93	43.28	47.46	45.63	46.40
Al ₂ O ₃	33.81	33.57	33.12	32.50	33.12	32.38
FeO	0.62	—	1.22	0.85	1.13	—
MgO	—	—	—	—	—	—
CaO	0.54	0.19	0.17	0.36	0.35	0.10
Na ₂ O	16.03	17.76	17.02	16.36	17.38	13.97
K ₂ O	6.34	3.80	4.22	2.42	2.41	8.31
Total	99.66	100.25	99.03	99.96	100.02	101.17
<i>Fórmula estructural</i>						
Si	8.204	8.507	8.370	8.889	8.615	8.787
Al	7.724	7.488	7.547	7.173	7.368	7.226
Fe ⁱ	0.101	—	0.197	0.134	0.179	—
Mg	—	—	—	—	—	—
Ca	0.113	0.038	0.035	0.072	0.070	0.021
Na	6.021	6.514	6.377	5.935	6.356	5.126
K	1.567	0.918	1.041	0.579	0.580	2.007
<i>Términos finales (%)</i>						
Ne	75.9	81.9	80.7	78.9	83.1	63.8
Ks	22.0	12.8	14.7	8.6	8.4	27.8
Q	2.1	5.3	4.7	12.5	8.5	8.5

Mc: microcristal; Int: cristal intersticial.

TABLA 8. Continuación.

	CAL-27	CAL-40	CAL-54	CAL-54	CAL-54	CAL-70
	Int	Mc	Mc	Mc	Mc	Mc
SiO ₂	40.32	42.56	46.71	45.14	46.24	44.90
Al ₂ O ₃	33.46	34.88	34.83	33.24	35.04	33.62
FeO	—	—	0.79	0.79	1.83	0.10
MgO	—	—	—	0.41	—	0.15
CaO	—	0.36	1.67	0.15	1.66	3.02
Na ₂ O	14.57	15.17	15.90	15.78	16.28	11.94
K ₂ O	7.83	6.93	2.03	4.61	4.66	5.92
Total	96.18	99.88	101.94	100.12	105.72	99.66
<i>Fórmula estructural</i>						
Si	8.120	8.191	8.584	8.563	8.385	8.547
Al	7.941	7.910	7.543	7.431	7.488	7.541
Fe ^t	—	—	0.122	0.126	0.278	0.016
Mg	—	—	—	0.115	—	0.042
Ca	—	0.074	0.328	0.031	0.322	0.616
Na	5.687	5.657	5.661	5.798	5.720	4.404
K	2.011	1.700	0.476	1.114	1.078	1.437
<i>Términos finales (%)</i>						
Ne	70.2	72.2	81.5	76.2	78.2	66.8
Ks	27.6	24.1	7.6	16.3	16.4	24.3
Q	2.2	3.7	10.9	7.5	5.4	8.9

Int: cristal intersticial; Mc: microcristal.

TABLA 9. Análisis químicos de leucitas en las rocas volcánicas de Campo de Calatrava.

	CAL-9	CAL-9B	CAL-10	CAL-10
	Mc	Mc	Mc1	Mc2
SiO₂	55.89	54.28	56.33	56.14
Al₂O₃	24.69	23.25	22.66	22.85
Na₂O	—	0.34	0.10	0.10
K₂O	20.18	20.98	22.82	22.78
Total	100.90	98.85	101.90	101.88
<i>Fórmula estructural</i>				
Si	1.993	1.994	2.020	2.014
Al	1.037	1.006	0.957	0.966
Na	—	0.024	0.007	0.007
K	0.918	0.983	1.044	1.042
<i>Términos finales (%)</i>				
KAlSiO₄	71.9	73.6	76.0	76.0
NaAlSiO₄	—	1.8	0.5	0.5
SiO₂	28.1	24.6	23.5	23.5

Mc: microcristal.

TABLA. 10. Análisis de plagioclasas en las rocas volcánicas de Campo de Calatrava.

	CAL-5 Mc	CAL-8 Mc	CAL-13 Mc	CAL-20 Mc	CAL-34 Mc	CAL-55 Mc	CAL-69 F(c)	CAL-69 Mc
SiO₂	55.75	53.84	52.53	55.49	54.13	54.12	52.16	52.53
Al₂O₃	27.23	29.10	28.09	27.77	29.40	28.58	29.52	30.49
CaO	10.98	12.05	10.30	10.25	12.45	11.95	12.69	13.33
Na₂O	5.58	4.80	5.65	5.45	4.16	4.83	3.94	4.02
K₂O	0.10	0.28	0.60	0.49	0.34	0.36	0.31	0.29
Total	99.65	100.07	97.18	99.46	100.49	99.84	98.62	100.67
Si	10.087	9.742	9.796	10.052	9.741	9.814	9.587	9.481
Al	5.806	6.204	6.171	5.928	6.235	6.107	6.393	6.483
Ca	2.128	2.335	2.058	1.990	2.400	2.322	2.498	2.576
Na	1.955	1.682	2.042	1.914	1.451	1.707	1.402	1.407
K	0.023	0.065	0.144	0.113	0.078	0.083	0.073	0.067
An%	51.82	57.21	48.49	49.54	61.08	56.60	62.88	63.60
Ab%	47.61	41.20	48.12	47.65	36.92	41.37	35.29	34.74
Or%	0.57	1.59	3.39	2.81	1.99	2.03	1.83	1.65

Mc: microcristal; F(c): fenocristal en el centro.

TABLA 11. Análisis químicos de flogopitas en las rocas volcánicas de Campo de Calatrava.

	CAL-9 Int	CAL-9B Int	CAL-9B Int	CAL-10 Int	CAL-50 Int	CAL-54 Int
SiO ₂	40.12	37.54	37.43	36.28	37.21	37.48
TiO ₂	9.52	8.96	6.49	9.57	9.79	9.46
Al ₂ O ₃	12.59	13.67	13.74	13.79	13.01	15.15
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ *	—	—	0.32	0.08	—	0.02
FeO	8.78	8.84	11.58	10.37	10.41	15.32
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	15.37	18.59	14.95	16.01	14.76	10.78
CaO	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.94	0.70	0.75	1.26	0.80	0.63
K ₂ O	9.17	7.85	10.01	8.28	9.69	6.76
F*	4.68	3.13	3.55	3.55	4.22	1.76
H ₂ O*	—	—	0.45	—	—	0.75
Total	101.17	99.28	99.27	99.18	99.89	98.09
<i>Fórmula estructural en base a 11(O)</i>						
Si	2.987	2.843	2.890	2.791	2.854	2.902
Fe ³⁺	—	—	0.019	0.005	—	0.001
Al	1.013	1.157	1.091	1.205	1.146	1.097
Ti	—	—	—	—	—	—
Ti	0.533	0.510	0.377	0.553	0.564	0.550
Cr	—	—	—	—	—	—
Al	0.091	0.063	0.159	0.045	0.030	0.284
Fe ²⁺	0.547	0.560	0.748	0.667	0.668	0.991
Mg	1.704	2.098	1.719	1.834	1.686	1.243
Mn	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—
Na	0.135	0.103	0.111	0.187	0.119	0.094
K	0.871	0.758	0.985	0.812	0.948	0.667
OH	—	—	0.230	—	—	0.385
F	1.101	0.750	0.866	0.862	1.023	0.430
carga +	22.899	23.250	22.904	23.138	22.977	23.185
O,OH,F	23.101	22.750	23.097	22.862	23.023	22.815
déficit	0.201	0.500	0.193	0.276	0.046	0.370

Int: cristales intersticiales.

*Los porcentajes de Fe₂O₃, H₂O y F, han sido calculados según el método de De Bruyn *et al.* (1983).

TABLA 11. Continuación.

	CAL-66 Mf	CAL-66 Mc	5 [™] Megacr.	6 [™] Glimm.	7 [™] Lherz.
SiO ₂	27.81	30.33	37.03	37.41	37.53
TiO ₂	12.01	11.32	5.53	5.91	6.23
Al ₂ O ₃	15.81	14.22	16.93	16.74	16.76
Cr ₂ O ₃	—	—	0.03	0.19	0.35
Fe ₂ O ₃	—	0.76	—	—	—
FeO	12.14	13.67	8.75	6.91	6.71
MnO	—	—	0.05	0.07	0.05
MgO	12.04	12.23	17.86	18.40	18.41
CaO	1.60	1.60	0.33	0.03	0.05
Na ₂ O	0.47	0.51	0.67	0.56	0.61
K ₂ O	4.33	4.82	9.05	9.83	9.73
F ⁺	0.83	0.88	2.64	3.97	4.18
H ₂ O [*]	6.13	4.48	0.98	0.36	—
Total	93.16	94.80	99.85	100.38	100.61
<i>Fórmula estructural en base a 11(O)</i>					
Si	2.134	2.349	2.768	2.787	2.797
Fe ³⁺	—	0.044	—	—	—
Al	1.430	1.298	1.232	1.213	1.203
Ti	0.437	0.309	—	—	—
Ti	0.256	0.350	0.311	0.331	0.349
Cr	—	—	0.002	0.011	0.021
Al	—	—	0.260	0.257	0.269
Fe ²⁺	0.778	0.885	0.547	0.430	0.418
Mg	1.376	1.411	1.989	2.042	2.044
Mn	—	—	0.003	0.004	0.003
Ca	0.132	0.133	0.026	0.002	0.004
Na	0.069	0.077	0.097	0.081	0.088
K	0.424	0.476	0.863	0.934	0.925
OH	3.139	2.317	0.489	0.179	—
F	0.201	0.215	0.624	0.934	0.986
carga +	20.661	21.468	22.886	22.888	23.015
O,OH,F	25.340	24.532	23.114	23.113	22.986
déficit	4.679	3.064	0.227	0.225	0.029

Int: cristal intersticial; Mf: microfenocristal; Mc: microcristal.

*Los porcentajes de Fe₂O₃, H₂O y F, han sido calculados según el método de De Bruyn *et al.* (1983).

™Las muestras 5, 6 y 7 han sido tomados de Ancochea y Nixon (1982) y corresponden a análisis promedio de megacristales de flogopita y a flogopitas en glimmeritas y lherzolitas, respectivamente.

TABLA 12. Análisis químicos de anfíboles en las rocas volcánicas de Campo de Calatrava.

	Valver.	Valver.	Segura	Segura	1	2	3	4	5
SiO ₂	42.35	47.14	51.96	52.29	41.01	41.15	40.89	42.21	42.12
TiO ₂	2.90	1.13	0.65	1.60	4.12	4.14	5.64	1.02	3.47
Al ₂ O ₃	15.19	5.60	2.01	4.88	13.38	14.61	14.25	15.15	11.26
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.10	0.17	0.89	0.82	—
FeO	15.20	11.52	11.75	10.23	9.54	8.05	6.23	4.33	12.93
MnO	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.05	0.09	0.07	0.17
MgO	9.04	10.67	9.69	8.90	14.15	14.46	14.97	17.34	11.57
CaO	10.65	18.60	19.10	19.02	11.15	11.42	11.35	11.62	10.81
Na ₂ O	2.95	2.67	2.27	1.60	2.32	2.36	2.15	3.32	3.29
K ₂ O	—	—	—	—	2.18	2.17	2.13	0.06	2.19
Total	98.38	97.42	97.53	98.60	98.05	98.58	98.59	95.94	97.81
<i>Posición tetraédrica</i>									
Si	6.225	7.039	7.687	7.543	6.018	5.96	5.888	6.108	6.301
Al	1.775	0.961	0.313	0.457	1.982	2.04	2.112	1.892	1.699
<i>Posición C</i>									
Al	0.859	0.027	0.037	0.374	0.334	0.456	0.309	0.694	0.288
Cr	—	—	—	—	0.012	0.019	0.101	0.094	—
Ti	0.32	0.127	0.072	0.174	0.455	0.451	0.611	0.111	0.39
Mg	1.981	2.374	2.136	1.913	3.095	3.121	3.213	3.739	2.58
Fe ²⁺	1.841	1.439	1.454	1.234	1.105	0.952	0.75	0.362	1.618
Mn	—	0.013	0.013	0.011	—	—	0.011	—	0.022
Ca	—	1.021	1.288	1.295	—	—	0.005	—	0.102
<i>Posición B</i>									
Fe ²⁺	0.028	—	—	—	0.066	0.023	—	0.162	—
Mn	0.012	—	—	—	0.012	0.006	—	0.009	—
Ca	1.678	1.955	1.74	1.645	1.753	1.772	1.746	1.802	1.63
Na	0.281	0.045	0.26	0.355	0.169	0.199	0.254	0.028	0.37
<i>Posición A</i>									
Na	0.561	0.728	0.392	0.092	0.491	0.464	0.346	0.904	0.584
K	—	—	—	—	0.408	0.401	0.391	0.011	0.418
Σ Cat.	15.561	15.728	15.392	15.092	15.899	15.865	15.738	15.915	16.002
Σ Oxi.	23.002	23.001	23.000	23.001	23.002	23.002	23.002	23.002	23.001

Las muestras 1, 2, 3, y 4 han sido tomadas de Ancochea y Nixon (1983), y corresponden a análisis promedio de megacristales de anfíbol y a cristales en enclaves de glimmeritas, lherzolita con espinela y mica, y lherzolitas con espinela, respectivamente. La muestra 6 ha sido tomado de Hoyos *et al.* (1983) y corresponde a un megacristal de anfíbol de los depósitos freatomagmáticos de Valverde.

TABLA 13. Análisis químicos de elementos mayores (en %) y traza (en ppm) y norma CIPW de las rocas volcánicas de Campo de Calatrava.

	CAL-1 MEL	CAL-1B MEL	CAL-2 MEL	CAL-7 MEL	CAL-11 MEL	CAL-12 MEL	CAL-18 MEL	CAL-19 MEL
<i>Elementos mayores</i>								
SiO ₂	38.24	37.34	37.62	39.81	39.66	40.65	40.14	37.14
TiO ₂	2.88	3.06	2.89	2.96	3.58	2.71	2.95	2.93
Al ₂ O ₃	10.55	10.09	11.15	10.78	13.15	10.86	11.53	9.98
Fe ₂ O ₃	5.77	6.70	4.94	4.66	5.35	4.06	8.44	5.43
FeO	5.99	5.77	6.30	7.14	6.86	7.42	3.49	6.14
MnO	0.22	0.21	0.19	0.19	0.20	0.18	0.20	0.20
MgO	13.14	13.69	12.27	11.56	9.08	13.68	11.28	13.83
CaO	14.90	14.01	15.23	15.00	12.90	12.23	13.68	15.70
Na ₂ O	2.98	3.71	3.10	2.90	4.78	3.52	3.59	3.02
K ₂ O	1.03	1.19	1.35	1.31	2.10	0.71	1.12	1.51
P ₂ O ₅	1.50	1.52	1.41	1.51	1.32	0.93	1.40	1.71
p.c.	2.45	2.25	3.05	2.08	0.51	2.65	2.07	2.12
Total	99.65	99.54	99.50	99.90	99.49	99.60	99.89	99.71
<i>Norma CIPW</i>								
Or	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—
An	12.78	7.61	13.03	12.85	8.34	12.14	12.40	9.48
Lc	4.93	5.70	6.51	6.23	9.87	3.40	5.34	7.20
Ne	14.12	17.57	14.79	13.63	22.22	16.69	16.95	14.24
Di(Mg)	18.04	14.66	14.81	23.13	17.86	26.93	24.77	12.15
Di(Fe)	6.02	4.92	4.98	8.80	8.31	8.66	9.39	3.74
Ol(Mg)	17.84	19.93	17.48	13.18	10.27	15.95	12.23	20.89
Ol(Fe)	7.53	8.46	7.43	6.34	6.04	6.48	5.86	8.13
Cs	7.30	9.16	9.72	4.27	4.82	0.01	1.77	12.19
Mt	2.21	2.34	2.14	2.23	2.27	2.20	2.19	2.17
Il	5.65	6.01	5.71	5.77	6.90	5.32	5.77	5.73
Ap	3.59	3.64	3.40	3.59	3.10	2.23	3.34	4.07
MG	70.38	70.12	69.78	67.35	61.14	71.42	67.30	71.73
I.D.	19.05	23.27	21.30	19.86	32.09	20.09	22.29	21.44
I.C.	57.29	56.32	52.56	59.44	51.65	65.54	60.21	52.82
<i>Elementos traza</i>								
Rb	31	30	34	28	68	24	26	37
Ba	877	872	577	659	751	735	617	778
Sr	1733	1662	1175	1208	1224	1119	1127	1698
La	—	—	—	—	85.60	—	—	103.00
Ce	147	173	167	164	162.00	142	170	202.00
Nd	—	—	—	—	79.50	—	—	103.00
Sm	—	—	—	—	13.50	—	—	17.90
Eu	—	—	—	—	4.47	—	—	5.66
Gd	—	—	—	—	12.30	—	—	15.60
Dy	—	—	—	—	8.50	—	—	10.40
Yb	—	—	—	—	2.42	—	—	2.67
Lu	—	—	—	—	0.33	—	—	0.37
Y	39	42	35	40	35	33	35	44
Zr	355	315	292	361	424	251	285	340
Nb	133	121	95	83	106	80	97	106
Zn	117	104	97	99	108	106	97	104
Co	41	51	44	45	37	41	41	36
Ni	263	286	223	275	99	325	207	210
V	235	244	220	227	263	238	262	232
Cr	399	401	420	446	192	545	439	524

Ver Apéndice 2.

La identificación de las muestras se encuentra al final de esta Tabla.

TABLA 13. Continuación.

	CAL-20 MEL	CAL-21 MEL	CAL-22 MEL	CAL-25 MEL	CAL-26 MEL	CAL-27 MEL	CAL-31 MEL	CAL-40 MEL
<i>Elementos mayores</i>								
SiO ₂	40.58	37.00	39.20	40.70	39.65	40.71	39.80	39.60
TiO ₂	2.93	3.44	3.01	2.80	2.95	2.83	2.55	2.57
Al ₂ O ₃	10.81	10.52	10.89	8.97	10.07	9.75	9.20	10.24
Fe ₂ O ₃	4.82	6.21	5.58	6.83	5.68	4.11	5.80	3.77
FeO	6.17	6.01	5.01	5.51	7.37	8.01	5.82	7.28
MnO	0.17	0.21	0.16	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20
MgO	14.15	12.74	12.36	13.86	16.38	16.70	15.50	11.75
CaO	13.25	12.97	14.51	13.35	12.32	10.22	12.28	16.79
Na ₂ O	3.11	3.93	4.84	3.71	3.40	3.78	2.74	2.71
K ₂ O	0.40	2.27	0.75	1.65	1.74	1.75	1.61	1.44
P ₂ O ₅	0.94	1.57	0.78	1.26	1.17	1.20	0.95	1.27
p.c.	2.40	2.82	2.51	1.06	0.70	0.69	2.69	2.31
Total	99.73	99.69	99.60	99.91	101.64	99.95	99.14	99.93
<i>Norma CIPW</i>								
Or	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—
An	14.80	4.52	5.97	3.00	7.04	4.51	8.38	11.83
Lc	1.91	10.91	3.60	7.78	8.02	8.19	7.77	6.85
Ne	14.70	18.69	22.95	17.30	15.50	17.50	13.08	12.76
Di(Mg)	27.80	11.73	21.36	24.65	14.34	21.48	22.14	20.48
Di(Fe)	7.79	3.93	6.33	8.31	4.40	6.02	6.41	7.46
Ol(Mg)	16.44	19.26	15.38	16.60	23.78	22.47	20.99	14.41
Ol(Fe)	5.82	8.17	5.76	7.08	9.22	7.95	7.68	6.64
Cs	0.68	9.94	8.88	4.65	7.06	1.38	4.02	9.45
Mt	2.08	2.31	1.99	2.27	2.38	2.27	2.20	2.10
Il	5.74	6.78	5.91	5.41	5.57	5.43	5.04	5.01
Ap	2.24	3.77	1.87	2.97	2.70	2.81	2.29	3.02
MG	73.15	68.96	71.36	70.63	72.64	74.26	73.96	69.01
I.D.	16.61	29.60	26.55	25.07	23.52	25.69	20.85	19.61
I.C.	65.67	52.17	56.73	64.31	59.68	65.61	64.46	56.09
<i>Elementos traza</i>								
Rb	17	58	14	48	42	42	26	33
Ba	1065	590	905	879	566	591	882	734
Sr	938	844	1108	880	784	823	1270	1243
La	56.40	—	—	—	83.30	82.20	85.30	—
Ce	112.00	188	125	129	160.00	157.00	160.00	136.00
Nd	57.20	—	—	—	68.50	75.30	70.30	—
Sm	10.70	—	—	—	12.10	12.90	12.80	—
Eu	3.55	—	—	—	3.68	4.07	3.73	—
Gd	10.00	—	—	—	9.70	11.40	10.00	—
Dy	7.30	—	—	—	6.50	7.70	6.50	—
Yb	2.21	—	—	—	2.05	2.19	1.79	—
Lu	0.30	—	—	—	0.29	0.28	0.27	—
Y	35	36	29	32	33	32	32	39
Zr	241	354	255	380	373	308	311	386
Nb	58	124	60	109	108	102	109	85
Zn	89	118	99	108	110	98	109	99
Co	39	40	37	48	52	49	44	37
Ni	276	175	142	353	416	428	320	269
V	229	277	245	259	244	234	298	228
Cr	549	368	313	346	354	345	623	453

TABLA 13. Continuación.

	CAL-41 MEL	CAL-42 MEL	CAL-43 MEL	CAL-47 MEL	CAL-53 MEL	CAL-54 MEL	CAL-57 MEL	CAL-59 MEL
<i>Elementos mayores</i>								
SiO ₂	39.22	39.30	38.00	38.90	39.10	40.47	40.41	38.23
TiO ₂	2.46	2.94	3.51	2.75	3.46	3.78	3.29	3.26
Al ₂ O ₃	10.80	10.00	10.72	10.78	10.53	12.03	11.68	10.90
Fe ₂ O ₃	4.00	4.88	3.55	4.52	8.52	5.22	3.11	5.67
FeO	7.25	7.21	7.44	6.72	4.29	7.41	8.98	6.96
MnO	0.19	0.20	0.21	0.20	0.18	0.18	0.18	0.21
MgO	11.78	13.40	14.00	13.60	12.83	10.17	11.03	12.36
CaO	16.02	13.78	14.71	13.70	13.82	12.84	14.60	15.82
Na ₂ O	3.03	2.56	2.76	3.18	3.54	3.49	4.75	2.74
K ₂ O	1.58	1.54	1.44	1.45	1.94	2.07	1.32	1.11
P ₂ O ₅	1.32	1.32	1.35	0.90	0.86	0.91	1.16	1.48
p.c.	1.96	2.54	1.64	3.03	1.93	1.63	1.60	2.24
Total	99.61	99.67	99.33	99.73	101.00	100.20	102.11	100.98
<i>Norma CIPW</i>								
Or	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—
An	11.50	11.62	12.94	11.27	7.23	11.25	6.63	14.41
Lc	7.52	7.37	6.85	6.97	9.14	9.77	6.10	5.23
Ne	14.26	12.12	12.98	15.12	16.50	16.29	21.70	12.77
Di(Mg)	17.74	21.12	15.30	17.39	16.14	21.97	20.11	16.14
Di(Fe)	6.67	7.18	4.07	5.42	5.58	9.34	8.08	6.04
Ol(Mg)	15.35	17.31	20.10	18.98	17.52	10.94	12.65	16.70
Ol(Fe)	7.30	7.44	6.76	7.48	7.65	5.88	6.43	7.89
Cs	9.59	4.62	8.88	7.66	9.21	2.75	7.15	8.69
Mt	2.14	2.30	2.09	2.15	2.33	2.36	2.25	2.35
Il	4.80	5.77	6.84	5.42	6.68	7.31	6.23	6.30
Ap	3.14	3.16	3.21	2.16	2.02	2.15	2.68	3.49
MG	68.71	70.02	72.70	71.83	68.46	62.95	65.45	67.45
I.D.	21.78	19.50	19.83	22.09	25.63	26.06	27.79	18.00
I.C.	53.99	61.11	55.16	56.82	55.90	57.81	55.75	55.41
<i>Elementos traza</i>								
Rb	37	33	24	113	43	52	37	39
Ba	632	808	818	1597	733	744	631	828
Sr	1280	1180	1445	1074	958	1076	1196	1908
La	85.10	—	—	—	—	68.00	—	—
Ce	169.00	177	145	157	116	132.00	152	144
Nd	87.40	—	—	—	—	58.70	—	—
Sm	15.40	—	—	—	—	11.60	—	—
Eu	5.07	—	—	—	—	3.50	—	—
Gd	13.90	—	—	—	—	9.40	—	—
Dy	9.00	—	—	—	—	6.40	—	—
Yb	2.45	—	—	—	—	1.85	—	—
Lu	0.31	—	—	—	—	0.27	—	—
Y	41	40	42	39	29	29	35	39
Zr	398	408	368	294	367	327	309	375
Nb	88	88	103	90	92	90	99	122
Zn	95	102	98	97	94	96	88	100
Co	37	39	38	40	40	33	28	32
Ni	208	261	198	224	287	111	185	200
V	234	253	288	241	282	288	252	253
Cr	464	464	288	410	493	211	394	380

TABLA 13. Continuación.

	CAL-60 MEL	CAL-60b MEL	CAL-62 MEL	CAL-63 MEL	CAL-64b MEL	CAL-66 MEL	CAL-67 MEL	CAL-70 MEL
<i>Elementos mayores</i>								
SiO ₂	39.99	39.47	40.64	40.12	37.91	39.53	36.17	37.16
TiO ₂	3.18	3.10	3.30	3.22	3.35	3.10	3.23	3.01
Al ₂ O ₃	10.98	10.70	10.48	10.50	10.66	11.54	9.72	9.93
Fe ₂ O ₃	6.44	5.59	5.64	5.08	9.72	4.81	5.23	4.73
FeO	5.76	6.43	7.11	7.14	2.63	6.93	7.37	7.17
MnO	0.22	0.22	0.20	0.20	0.17	0.19	0.22	0.20
MgO	12.51	13.34	13.27	13.02	12.29	13.02	13.49	13.87
CaO	13.45	13.61	13.23	14.23	15.77	13.96	17.08	16.56
Na ₂ O	4.46	3.89	3.61	3.88	3.02	3.39	2.12	2.80
K ₂ O	2.08	1.63	0.38	1.88	1.34	1.62	1.19	1.10
P ₂ O ₅	0.95	1.01	1.06	1.18	1.23	0.92	1.72	1.68
p.c.	1.42	2.61	2.96	0.37	2.53	1.24	1.79	1.54
Total	101.44	101.60	101.88	100.82	100.62	100.25	99.33	99.75
<i>Norma CIPW</i>								
Or	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—
An	3.82	7.02	11.44	5.68	11.90	11.64	13.88	11.52
Lc	9.68	7.66	1.79	8.70	6.38	7.61	5.68	5.21
Ne	20.54	18.09	16.80	17.77	14.23	15.75	10.00	13.11
Di(Mg)	16.82	17.42	27.32	18.20	15.48	16.41	10.34	12.57
Di(Fe)	5.93	5.75	9.59	6.22	5.27	5.39	3.57	4.01
Ol(Mg)	16.48	17.96	14.64	16.79	17.03	17.70	20.87	20.65
Ol(Fe)	7.34	7.50	6.49	7.26	7.32	7.35	9.10	8.33
Cs	8.90	8.04	0.72	8.30	10.67	7.84	13.77	12.56
Mt	2.23	2.23	2.37	2.24	2.24	2.19	2.38	2.24
Il	6.07	5.97	6.36	6.11	6.54	5.97	6.31	5.84
Ap	2.21	2.37	2.49	2.73	2.93	2.16	4.10	3.97
MG	68.65	70.19	68.78	69.22	68.60	70.05	69.32	71.06
I.D.	30.23	25.75	18.59	26.47	20.62	23.36	15.68	18.32
I.C.	54.85	56.82	66.77	56.83	53.88	55.00	52.58	53.63
<i>Elementos traza</i>								
Rb	52	45	34	42	33	47	46	29
Ba	801	727	853	704	618	789	787	771
Sr	1165	1321	1017	1117	1011	1157	1689	2010
La	96.30	—	—	76.80	—	—	106.00	—
Ce	192.00	155	139	164.00	138	130	230.00	105
Nd	78.30	—	—	73.00	—	—	104.00	—
Sm	14.20	—	—	14.10	—	—	19.60	—
Eu	4.19	—	—	4.23	—	—	5.39	—
Gd	11.00	—	—	11.00	—	—	14.00	—
Dy	7.40	—	—	7.20	—	—	8.50	—
Yb	2.44	—	—	2.14	—	—	2.46	—
Lu	0.34	—	—	0.30	—	—	0.33	—
Y	37	36	32	35	34	30	43	38
Zr	335	329	304	346	318	341	411	323
Nb	127	121	87	96	78	110	116	108
Zn	103	93	91	97	77	90	109	99
Co	35	37	38	47	30	35	37	44
Ni	255	238	269	286	205	239	225	256
V	255	249	275	253	247	262	255	242
Cr	654	662	490	512	358	460	547	435

TABLA 13. Continuación.

	CAL-73 MEL	CAL-74 MEL	CAL-75 MEL	CAL-76 MEL	CAL-77 MEL	CAL-78 MEL
<i>Elementos mayores</i>						
SiO ₂	40.60	39.07	40.25	39.89	38.15	39.07
TiO ₂	2.92	3.15	3.68	3.42	3.33	3.64
Al ₂ O ₃	10.77	10.27	11.36	11.08	10.51	11.05
Fe ₂ O ₃	4.48	4.02	6.90	5.83	5.34	5.00
FeO	7.53	8.02	4.90	5.54	7.29	7.16
MnO	0.18	0.20	0.22	0.21	0.20	0.19
MgO	12.71	12.90	12.12	11.83	12.51	11.25
CaO	13.70	14.48	13.59	14.33	15.31	14.76
Na ₂ O	3.15	3.33	2.85	3.52	2.50	4.39
K ₂ O	0.44	1.61	2.23	1.45	0.69	1.90
P ₂ O ₅	1.05	1.32	0.93	0.79	1.33	1.17
p.c.	2.75	1.40	1.40	2.30	2.64	0.96
Total	100.28	99.77	100.43	100.19	99.80	100.54
<i>Norma CIPW</i>						
Or	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—
An	14.35	8.48	11.80	10.42	15.93	4.87
Lc	2.10	7.60	10.49	6.90	3.30	8.87
Ne	14.85	15.56	13.27	16.56	11.84	20.28
Di(Mg)	27.77	18.25	20.25	21.96	19.65	16.34
Di(Fe)	9.91	6.30	6.49	7.16	7.21	6.06
Ol(Mg)	13.80	17.02	14.90	14.06	16.18	14.48
Ol(Fe)	6.22	7.43	6.03	5.79	7.51	6.80
Cs	0.53	7.88	5.33	6.50	6.27	10.35
Mt	2.28	2.27	2.16	2.12	2.40	2.25
Il	5.70	6.10	7.10	6.67	6.54	6.97
Ap	2.50	3.12	2.19	1.88	3.18	2.73
MG	68.98	69.15	68.81	68.93	67.66	66.12
I.D.	16.95	23.16	23.76	23.45	15.14	29.15
I.C.	65.68	57.37	56.94	57.75	59.48	52.90
<i>Elementos traza</i>						
Rb	51	39	64	36	22	46
Ba	606	798	818	934	708	760
Sr	2347	1013	1102	1502	1587	1309
La	—	83.80	65.70	92.00	—	—
Ce	149	176.00	135.00	183.00	176	133
Nd	—	79.80	60.90	76.20	—	—
Sm	—	15.10	12.30	13.80	—	—
Eu	—	4.44	3.53	4.00	—	—
Gd	—	11.60	9.20	10.10	—	—
Dy	—	7.50	6.10	6.70	—	—
Yb	—	2.42	2.05	2.24	—	—
Lu	—	0.33	0.28	0.32	—	—
Y	28	37	29	33	40	35
Zr	250	328	368	374	338	407
Nb	83	92	92	144	105	115
Zn	102	101	87	92	104	87
Co	37	36	33	29	35	33
Ni	259	236	212	212	196	153
V	261	251	289	289	251	258
Cr	467	554	455	750	360	331

TABLA 13. Continuación.

	CAL-13 NEF	CAL-32 NEF	CAL-46 NEF	CAL-50 NEF	CAL-52 NEF	CAL-56 NEF	CAL-58 NEF	CAL-65 NEF
<i>Elementos mayores</i>								
SiO ₂	42.00	43.96	43.00	41.00	42.52	42.50	43.25	42.60
TiO ₂	2.84	2.47	3.01	3.78	2.97	3.09	0.65	3.54
Al ₂ O ₃	11.94	11.60	11.40	11.85	10.88	10.76	11.83	13.12
Fe ₂ O ₃	3.36	4.57	3.81	5.22	6.14	3.16	5.24	5.00
FeO	7.10	6.61	6.98	6.67	5.81	9.05	6.17	6.57
MnO	0.21	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17
MgO	11.58	12.20	12.10	11.32	13.81	11.91	12.22	9.03
CaO	13.05	11.25	11.75	11.74	12.38	13.21	11.13	11.60
Na ₂ O	3.37	3.02	3.70	3.42	4.03	4.12	5.21	3.09
K ₂ O	1.51	1.74	2.11	0.73	0.74	0.45	1.08	2.24
P ₂ O ₅	1.08	0.76	0.99	0.51	0.75	0.87	0.63	0.84
p.c.	1.62	1.44	1.24	3.19	1.46	1.71	1.48	2.19
Total	99.66	99.79	100.26	99.61	101.66	101.01	99.07	99.99
<i>Norma CIPW</i>								
Or	1.83	10.49	5.72	4.49	1.60	2.68	2.56	13.59
Ab	—	3.67	—	2.69	—	1.07	—	0.53
An	13.28	13.22	8.37	15.44	9.44	9.62	5.87	15.72
Lc	5.72	—	5.41	—	2.19	—	3.14	—
Ne	15.79	12.13	17.17	14.87	18.52	18.47	24.57	14.25
Di(Mg)	27.58	22.95	26.84	24.93	28.80	29.53	26.12	21.31
Di(Fe)	9.15	8.17	8.58	8.66	9.13	11.43	11.73	9.22
Ol(Mg)	11.70	14.27	12.66	12.48	14.82	11.38	13.46	9.25
Ol(Fe)	4.91	6.42	5.12	5.48	5.94	5.57	7.64	5.07
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	1.98	2.10	2.02	2.27	2.18	2.30	2.15	2.18
Il	5.51	4.79	5.79	7.48	5.66	5.92	1.27	6.90
Ap	2.56	1.80	2.32	1.23	1.74	2.03	1.50	2.00
MG	69.82	69.71	70.16	66.82	71.13	66.95	69.42	62.26
I.D.	23.34	26.29	28.31	22.05	22.31	22.22	30.27	28.36
I.C.	60.83	58.70	61.01	61.29	66.52	66.13	62.36	53.93
<i>Elementos traza</i>								
Rb	32	49	56	5	21	22	78	63
Ba	722	635	809	688	1213	899	779	853
Sr	1012	935	1088	1006	959	530	902	942
La	59.70	59.20	67.50	—	59.00	60.90	63.00	57.40
Ce	121.00	112.00	128.00	106	112.00	117.00	120.00	118.00
Nd	62.60	55.80	61.60	—	51.60	55.20	52.00	54.20
Sm	11.40	10.60	11.30	—	10.30	11.20	10.20	11.80
Eu	3.83	3.37	3.66	—	3.09	3.40	3.16	3.39
Gd	10.70	9.60	10.20	—	8.30	9.20	8.30	9.00
Dy	7.50	6.90	7.00	—	5.70	6.10	5.90	6.00
Yb	2.16	2.02	2.07	—	1.82	1.76	1.92	1.91
Lu	0.29	0.26	0.27	—	0.24	0.26	0.28	0.26
Y	34	28	28	31	30	29	30	29
Zr	275	239	284	284	299	276	331	282
Nb	61	70	74	88	71	71	98	81
Zn	102	111	97	96	83	90	91	97
Co	40	43	36	37	47	37	34	31
Ni	187	235	143	161	354	229	231	113
V	220	258	230	288	249	238	296	267
Cr	342	431	299	325	625	371	502	261

TABLA 13. Continuación.

	CAL-5 BAS	CAL-8 BAS	CAL-30 BAS	CAL-33 BAS	CAL-34 BAS	CAL-35 BAS	CAL-36 BAS	CAL-37 BAS
<i>Elementos mayores</i>								
SiO ₂	45.50	46.03	46.85	45.40	46.21	44.90	43.20	44.55
TiO ₂	2.66	2.81	2.45	2.59	2.15	2.42	2.88	2.83
Al ₂ O ₃	12.12	13.04	12.30	12.84	12.53	12.10	11.00	12.44
Fe ₂ O ₃	4.10	3.74	3.15	2.54	3.34	3.91	5.47	4.21
FeO	7.30	6.93	7.04	8.00	7.40	6.83	5.91	6.89
MnO	0.13	0.17	0.16	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18
MgO	11.40	8.75	11.10	12.00	11.20	11.77	12.36	11.50
CaO	10.68	11.02	10.20	10.78	10.86	11.15	11.52	10.78
Na ₂ O	2.99	3.54	2.40	2.97	2.62	2.50	2.41	2.56
K ₂ O	1.23	1.70	1.71	1.90	1.37	1.71	1.02	1.66
P ₂ O ₅	0.68	0.68	0.63	0.65	0.53	0.68	0.74	0.84
p.c.	0.70	1.38	1.65	0.03	1.24	1.45	3.02	1.48
Total	99.49	99.79	99.64	99.89	99.63	99.60	99.71	99.92
<i>Norma CIPW</i>								
Or	7.38	10.23	10.33	11.26	8.25	10.32	6.26	9.99
Ab	13.75	12.73	17.54	6.77	14.17	8.29	9.05	10.08
An	16.26	14.94	18.14	16.14	18.72	17.11	16.81	17.88
Lc	—	—	—	—	—	—	—	—
Ne	6.46	9.64	1.75	9.99	4.56	7.22	6.57	6.50
Di(Mg)	19.28	20.27	17.51	19.97	18.94	20.72	22.57	18.39
Di(Fe)	7.36	9.09	6.16	6.75	7.39	7.36	7.62	6.59
Ol(Mg)	13.94	8.98	14.12	14.51	13.76	14.26	15.08	14.48
Ol(Fe)	6.72	5.09	6.28	6.20	6.78	6.41	6.43	6.56
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	2.14	2.01	1.94	1.98	2.03	2.03	2.16	2.09
Il	5.13	5.44	4.76	4.93	4.16	4.70	5.68	5.48
Ap	1.60	1.60	1.49	1.51	1.25	1.61	1.78	1.98
MG	67.72	63.22	69.45	70.23	68.52	69.70	69.77	68.54
I.D.	27.59	32.60	29.62	28.01	26.97	25.83	21.88	26.57
I.C.	54.56	50.86	50.76	54.35	53.06	55.46	59.53	53.57
<i>Elementos traza</i>								
Rb	27	37	34	45	24	36	32	116
Ba	446	564	695	564	446	528	563	475
Sr	641	841	852	774	579	771	941	1243
La	39.40	—	53.80	43.90	33.60	49.30	53.90	—
Ce	76.10	98	103.00	87.10	66.40	92.00	104.00	88
Nd	41.50	—	49.30	45.30	35.60	41.60	50.70	—
Sm	8.30	—	9.20	8.90	7.30	8.60	10.60	—
Eu	2.88	—	3.01	3.01	2.57	2.73	3.27	—
Gd	8.20	—	8.40	8.50	7.70	7.40	8.80	—
Dy	6.40	—	6.10	6.40	6.20	5.50	6.10	—
Yb	2.03	—	1.85	1.95	1.98	1.85	1.92	—
Lu	0.28	—	0.24	0.28	0.27	0.26	0.27	—
Y	29	30	27	26	26	27	30	33
Zr	208	289	237	225	169	210	296	294
Nb	50	65	62	61	42	62	59	57
Zn	103	108	104	96	104	104	106	104
Co	47	33	41	38	36	40	38	34
Ni	306	170	225	187	245	252	227	155
V	200	213	236	234	196	232	275	223
Cr	393	303	372	360	390	438	398	329

TABLA 13. Continuación.

	CAL-38 BAS	CAL-39 BAS	CAL-51 BAS	CAL-55 BAS	CAL-64 BAS	CAL-68 BAS	CAL-69 BAS	CAL-71 BAS
<i>Elementos mayores</i>								
SiO ₂	45.00	45.70	43.83	45.32	42.73	45.78	46.61	46.75
TiO ₂	2.91	2.89	2.78	2.93	3.63	2.58	2.64	2.97
Al ₂ O ₃	12.77	12.61	11.28	11.86	13.19	12.53	12.73	13.14
Fe ₂ O ₃	3.04	3.07	4.09	6.42	5.56	3.20	3.94	3.60
FeO	7.90	8.38	7.50	5.46	6.12	8.16	7.54	7.82
MnO	0.15	0.17	0.16	0.14	0.17	0.17	0.17	0.16
MgO	10.86	9.80	12.68	10.01	8.69	10.87	10.03	9.57
CaO	10.46	10.96	12.42	11.11	11.59	11.23	11.05	10.55
Na ₂ O	3.35	2.82	3.30	2.23	5.60	3.09	3.42	2.48
K ₂ O	1.81	1.67	0.51	1.32	0.46	1.25	1.26	1.70
P ₂ O ₅	0.70	0.64	0.75	0.54	0.84	0.58	0.57	0.66
p.c.	0.82	0.95	1.65	3.14	2.32	0.87	0.75	0.11
Total	99.77	99.66	100.95	100.48	100.90	100.31	100.71	99.51
<i>Norma CIPW</i>								
Or	10.83	10.02	3.04	8.06	2.77	7.44	7.47	10.13
Ab	8.76	12.49	7.10	15.67	7.17	11.84	14.32	17.29
An	14.64	17.07	14.60	19.06	9.67	16.75	15.71	19.86
Lc	—	—	—	—	—	—	—	—
Ne	10.80	6.35	11.43	2.07	22.26	7.86	7.97	2.09
Di(Mg)	19.56	19.03	25.49	19.33	24.25	20.40	19.96	16.05
Di(Fe)	7.26	8.40	8.85	8.37	10.84	8.35	8.83	7.09
Ol(Mg)	12.84	11.18	14.07	11.76	7.57	12.49	11.08	11.63
Ol(Fe)	6.03	6.23	6.17	6.43	4.28	6.46	6.20	6.49
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	2.06	2.17	2.16	2.22	2.17	2.13	2.13	2.14
Il	5.60	5.57	5.33	5.75	7.02	4.94	5.03	5.69
Ap	1.64	1.50	1.75	1.29	1.98	1.35	1.32	1.54
MG	67.38	64.01	69.64	64.31	61.24	66.57	64.66	63.64
I.D.	30.39	28.86	21.57	25.79	32.21	27.14	29.75	29.52
I.C.	53.34	52.58	62.07	53.86	56.14	54.76	53.22	49.08
<i>Elementos traza</i>								
Rb	41	32	26	28	71	36	38	43
Ba	601	491	1298	629	834	797	657	502
Sr	746	741	988	725	1066	878	808	776
La	43.10	—	56.00	40.60	—	46.80	—	44.20
Ce	81.20	80	108.00	79.50	100	96.80	90	90.10
Nd	44.00	—	51.20	39.00	—	44.90	—	43.90
Sm	8.50	—	10.40	8.50	—	9.50	—	9.60
Eu	2.95	—	3.14	2.72	—	2.98	—	2.92
Gd	8.20	—	8.50	7.50	—	7.90	—	7.70
Dy	6.30	—	6.00	5.30	—	5.70	—	5.30
Yb	1.84	—	1.96	1.69	—	1.99	—	1.77
Lu	0.26	—	0.28	0.24	—	0.30	—	0.27
Y	25	29	31	28	30	29	30	28
Zr	221	227	287	211	282	299	311	266
Nb	56	50	63	47	82	66	59	56
Zn	101	108	88	98	96	100	96	107
Co	38	38	39	37	30	41	33	39
Ni	194	206	308	220	105	248	210	156
V	225	206	220	223	284	204	202	229
Cr	405	406	557	367	250	424	388	284

TABLA 13. Continuación.

	CAL-9 MLEU	CAL-10 LEU	CAL-79 MLEU	CAL-80 MLEU	CAL-81 LEU
<i>Elementos mayores</i>					
SiO ₂	42.80	44.64	44.80	43.91	47.49
TiO ₂	1.91	2.35	1.86	1.80	2.27
Al ₂ O ₃	8.73	11.11	8.81	8.29	10.73
Fe ₂ O ₃	5.63	5.08	6.57	2.82	3.32
FeO	4.31	4.33	6.27	6.73	5.88
MnO	0.14	0.15	0.16	0.15	0.16
MgO	17.51	11.27	15.97	17.56	10.06
CaO	10.32	11.80	9.90	10.49	10.91
Na ₂ O	2.42	2.86	1.50	1.76	2.30
K ₂ O	3.96	4.34	1.87	2.67	3.29
P ₂ O ₅	0.99	1.20	0.67	0.74	0.89
p.c.	0.70	0.66	1.54	2.72	2.11
Total	99.42	99.79	99.92	99.64	99.41
<i>Norma CIPW</i>					
Or	—	2.11	11.29	9.52	20.03
Ab	—	—	7.82	—	9.05
An	1.29	4.72	12.04	7.06	9.52
Lc	18.67	18.72	—	5.32	—
Ne	11.29	13.28	2.79	8.34	5.96
Di(Mg)	21.91	28.67	20.18	27.15	24.08
Di(Fe)	4.93	8.75	6.90	6.11	8.31
Ol(Mg)	23.98	10.61	21.92	22.86	10.27
Ol(Fe)	6.82	4.09	9.48	6.50	4.48
Cs	3.27	—	—	—	—
Mt	1.83	1.73	2.39	1.84	1.75
Il	3.69	4.52	3.61	3.53	4.44
Ap	2.33	2.81	1.59	1.77	2.12
MG	79.07	71.92	72.61	79.31	69.65
I.D.	29.96	34.10	21.90	23.18	35.03
I.C.	63.15	58.37	64.48	67.99	53.33
<i>Elementos traza</i>					
Rb	283	297	241	242	303
Ba	845	1110	915	904	1175
Sr	879	1026	898	910	1090
La	67.70	77.90	64.60	69.80	80.00
Ce	147.00	173.00	140.00	150.00	176.00
Nd	89.80	105.00	78.40	83.10	97.90
Sm	16.00	19.30	14.90	15.90	19.30
Eu	3.56	4.26	3.24	3.38	4.04
Gd	10.50	12.70	9.00	9.20	11.00
Dy	5.90	7.00	4.80	5.00	6.00
Yb	1.84	2.13	1.64	1.64	2.06
Lu	0.26	0.29	0.26	0.29	0.25
Y	9	16	17	18	21
Zr	371	449	351	361	439
Nb	56	68	54	57	69
Zn	79	75	64	74	69
Co	56	32	70	73	48
Ni	746	208	608	654	182
V	175	213	182	169	202
Cr	849	816	798	846	853

TABLA 13. Continuación (Localización de las muestras).

Sigla	Localización	Coord. UTM	Longitud	Latitud	Hoja*
CAL-1	Cerro Moreno	30SVJ396067	3° 41' 46"	38° 57' 77"	785
CAL-1B	Cerro Moreno	30SVJ396067	3° 41' 46"	38° 57' 77"	785
CAL-2	Cantera Herrerías	30SVJ442047	3° 38' 32"	38° 53' 27"	785
CAL-5	Cabezo Segura	30SVJ106069	4° 1' 58"	38° 54' 23"	784
CAL-7	Cabezo del Hierro	30SVJ149142	3° 58' 55"	38° 58' 27"	784
CAL-8	Arroyo del Cordón	30SVJ099086	4° 2' 27"	38° 55' 11"	784
CAL-9	Morrón de Villamayor	30SVH010972	4° 8' 26"	38° 49' 8"	810
CAL-10	Morrón de Villamayor	30SVH009972	4° 8' 32"	38° 49' 8"	810
CAL-11	La Sima	30SVH355980	3° 44' 37"	38° 49' 48"	811
CAL-12	Cabezo del Palo	30SVJ155167	3° 58' 29"	38° 59' 36"	784
CAL-13	Cabezo del Hierro	30SVJ128139	4° 0' 25"	38° 58' 10"	784
CAL-18	Casas del Montecillo	30SVJ322070	3° 46' 54"	38° 54' 28"	785
CAL-19	Fuente de Arzollar	30SVJ139131	3° 59' 33"	38° 57' 40"	784
CAL-20	Volcán Cabezuelas	30SVJ049161	4° 5' 43"	38° 59' 16"	784
CAL-21	Cerro de la Ermita	30SVJ038172	4° 6' 36"	38° 59' 52"	784
CAL-22	Volcán Peñarroya	30SVJ051118	4° 5' 37"	38° 56' 58"	784
CAL-25	Cerro de la Zurriaga	30SVJ190079	3° 56' 0"	38° 54' 52"	784
CAL-26	N Cerro Morenas	30SVJ198064	3° 55' 25"	38° 54' 5"	784
CAL-27	Cerro de las Morenas	30SVJ201058	3° 55' 12"	38° 53' 47"	784
CAL-30	Loma del Negrizal	30SVJ298018	3° 48' 27"	38° 51' 44"	785
CAL-31	W Valenzuela	30SVJ310006	3° 47' 40"	38° 51' 2"	785
CAL-32	Volcán Cuevas Negras	30SVH341954	3° 45' 34"	38° 48' 15"	811
CAL-33	La Cornudilla	30SVH324944	3° 46' 43"	38° 47' 42"	811
CAL-34	N La Columba	30SVH336915	3° 45' 52"	38° 46' 9"	811
CAL-35	Cerro La Columba	30SVH334903	3° 46' 2"	38° 45' 29"	811
CAL-36	Cerro Cabezuelo	30SVH325880	3° 46' 32"	38° 44' 12"	811
CAL-37	Castillo Salvatierra	30SVH281807	3° 49' 35"	38° 40' 18"	811
CAL-38	Fuente Huerta Vieja	30SVH276843	3° 49' 36"	38° 42' 10"	811
CAL-39	Cerro de Arzollar	30SVH277938	3° 48' 52"	38° 47' 19"	811
CAL-40	Estación Abandonada	30SVH226866	3° 52' 15"	38° 43' 29"	810
CAL-41	Cantera Abandonada	30SVH219867	3° 53' 46"	38° 43' 25"	810

*Las hojas indicadas se refieren a la escala 1:50000

TABLA 13. Continuación (Localización de las muestras).

Muestra	Localización	Coord. UTM	Longitud	Latitud	Hoja
CAL-42	Volcán La Vaqueriza	30SVH202867	3° 55' 6"	38° 43' 26"	810
CAL-43	Volcán Los Molinos	30SVH101811	4° 1' 59"	38° 40' 19"	810
CAL-46	S La Yezosa	30SVH427993	3° 39' 33"	38° 50' 25"	785
CAL-47	Casas del Contadero	30SVJ441032	3° 38' 39"	38° 52' 31"	785
CAL-50	Volcán de Romaní	30SVJ244237	3° 52' 17"	39° 3' 30"	759
CAL-51	Volcán S Arzollosa	30SVJ045184	4° 5' 48"	39° 0' 23"	759
CAL-52	Volcán de Arzollosa	30SVJ048205	4° 5' 35"	39° 1' 38"	759
CAL-53	Volcán Piedrabuena	30SUJ993227	4° 9' 20"	39° 2' 47"	759
CAL-54	Volcán de Los Santos	30SUJ994339	4° 9' 52"	39° 8' 52"	759
CAL-55	Volcán de Sedano	30SVJ135199	4° 0' 0"	39° 1' 25"	759
CAL-56	Valdelapedriza	30SUJ774269	4° 24' 54"	39° 4' 28"	758
CAL-57	Volcán El Berrueco	30SUJ805196	4° 22' 51"	39° 0' 59"	758
CAL-58	Volcán de El Cabezo	30SUJ883009	4° 17' 15"	38° 50' 50"	783
CAL-59	Volcán Peñas pardas	30SUJ863043	4° 18' 37"	38° 52' 39"	783
CAL-60	Volcán de Retamar	30SUH941804	4° 12' 15"	38° 39' 50"	835
CAL-60b	Volcán de Retamar	30SUH941808	4° 12' 45"	38° 40' 11"	835
CAL-62	Volcán de Alhorin	30SVH029649	4° 6' 15"	38° 31' 29"	836
CAL-63	Volcán de Asdrúbal	30SVH038802	4° 6' 21"	38° 39' 50"	836
CAL-64	Volcán El Cabezuelo	30SVH209757	3° 54' 18"	38° 37' 34"	836
CAL-64b	Volcán El Cabezuelo	30SVH215755	3° 53' 50"	38° 37' 26"	836
CAL-65	Cañada de Mestanza	30SVH204728	3° 54' 39"	38° 35' 58"	836
CAL-66	Volcán de Las Tontas	30SVH312736	3° 47' 24"	39° 36' 23"	837
CAL-67	Volcán de Quinteria	30SVH099777	4° 2' 5"	38° 38' 34"	836
CAL-68	Volcán de El Villar	30SVH121786	4° 0' 38"	38° 39' 2"	836
CAL-69	Colada del Ojailén	30SVH176755	3° 56' 46"	38° 37' 26"	836
CAL-70	Volcán de Bienvenida	30SUH679792	4° 31' 2"	38° 39' 3"	835
CAL-71	Volcán El Castillo	30SUH991847	4° 9' 37"	38° 42' 15"	810
CAL-73	Volcán Cerro Pelado	30SVH206961	3° 54' 41"	38° 48' 32"	810
CAL-74	Volcán la Conejera	30SVH188951	3° 56' 9"	38° 48' 0"	810
CAL-75	Volcán las Tiñosas	30SVJ395243	3° 41' 57"	39° 3' 51"	760
CAL-76	Volcán de Baños	30SVJ267245	3° 50' 46"	39° 3' 54"	760
CAL-77	Volcán de Viñuela	30SUH837846	4° 20' 6"	38° 42' 5"	809
CAL-78	Casas de Canaleja	30SUH839887	4° 20' 40"	38° 44' 11"	809
CAL-79	Morrón de Villamayor	30SVH013975	4° 8' 13"	38° 49' 10"	810
CAL-80	Morrón de Villamayor	30SVH005972	4° 8' 48"	38° 48' 59"	810
CAL-81	Morrón de Villamayor	30SVH009972	4° 8' 30"	38° 49' 5"	810

Apéndice 2

MÉTODOS DE CÁLCULO. SOFTWARE UTILIZADO.

MÉTODOS DE CÁLCULO.

Procedimiento utilizado para la determinación de los parámetros del proceso de fusión parcial.

Por su relativa complejidad, a continuación se resume la metodología desarrollada en este trabajo para la evaluación de los parámetros del proceso de fusión parcial.

- 1 - *Determinación del comportamiento geoquímico de los elementos traza durante la fusión.* A partir de la distribución de las rocas de la serie en diagramas del tipo elemento-elemento y relación-elemento, se establece el grado de incompatibilidad relativo de los elementos traza. Esto permite establecer cual es el elemento con mayor carácter incompatible y su utilización como elemento de referencia en los diagramas.
- 2 - *Evaluación del rango de fusión.* La simplificación de las expresiones que describen los procesos de fusión parcial, para el elemento altamente

incompatible identificado en el paso anterior, permite establecer el rango de fusión de la serie.

- 3 - *Determinación de rangos posibles para la composición del material originario y la tasa de fusión.* A partir de las expresiones que definen el valor de la ordenada en el origen en diagramas del tipo $C_L^i/C_L^j - C_L^i$, donde i es el elemento de referencia, es posible establecer rangos para las relaciones C_j^i/C_0^k de una serie de elementos (k), en función de valores P_L^k supuestos, siendo j un elemento altamente incompatible. Análogamente, es posible obtener la relación C_j^i/C_0^j . La aplicación de esta aproximación a elementos cuya abundancia en el manto varía entre límites estrechos (p.ej. Yb o Lu), permite obtener el rango de variación posible para la concentración del elemento j en el material original y a partir de éste, los rangos de C_0^k correspondientes al resto de los elementos considerados y al elemento de referencia. Este último rango, permite a su vez establecer un rango de valores posibles de la tasa de fusión.
- 4 - *Determinación de nuevas restricciones para los parámetros del proceso.* A partir de los valores C_0^i mejor ajustados y de la expresión de la ordenada en el origen en los diagramas $C_L^i/C_L^j - C_L^i$, se obtienen valores aproximados de D_0^i . A su vez, la utilización de los rangos estimados de F , C_0^i y D_0^i , pueden ser utilizados para el cálculo de los valores P_L^i necesarios para reproducir las concentraciones observadas. La eliminación de los conjuntos de parámetros que carecen de sentido desde un punto de vista geoquímico, permite establecer nuevas restricciones respecto a los valores que pueden adoptar los parámetros.
- y 5 - *Evaluación de valores concretos para los parámetros.* Hasta este punto, las aproximaciones han sido establecidas mediante simplificaciones de las

distintas expresiones, suponiendo que para los elementos altamente incompatibles $D_0^i \approx P_L^i \approx 0$. Puesto que en este tipo de problemas no existe una solución única que permita reproducir las concentraciones observadas y los parámetros A^j y B^j , para la elección de valores concretos de los parámetros dentro de los rangos establecidos, se ha optado por la obtención de una solución que reduzca el error desde un punto de vista estadístico. Para ello, se ha planteado un sistema de ecuaciones que contempla todas las expresiones que debe cumplir el modelo (ecuaciones que describen la fusión parcial y las correspondientes a la pendiente y la ordenada en el origen en los diagramas $C_L^j/C_L^j - C_L^i$), así como las restricciones establecidas en los pasos anteriores para los valores que pueden adoptar los parámetros. Puesto que la resolución del sistema se realiza mediante un cálculo iterativo, a partir de valores de los parámetros próximos a la solución final, el sistema se ha planteado solo para aquellos elementos cuyos parámetros están mejor ajustados (p.ej. los elementos altamente incompatibles). Finalmente, fijado el valor de F y de C_0^i , D_0^i y P_L^i del elemento de referencia, es posible establecer el valor de los parámetros del resto de los elementos que cumplen las expresiones mencionadas.

Cálculo de la norma CIPW.

Para el cálculo de la norma CIPW, se han seguido las recomendaciones de Middlemost (1989). Así, los análisis se han recalculado a 100 en base anhidra y la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ se ha igualado a 0.15 (Green *et al.*, 1974; Hughes y Hussey, 1976), al ser el valor más adecuado para el rango composicional de las rocas de CC. Ninguno de los programas disponibles para el cálculo de la norma

CIPW, cumple la condición de que la suma de los porcentajes de los minerales normativos sea igual a la suma de los óxidos y en general, se pueden considerar incorrectos (Middlemost, 1989). Por esta razón, se ha desarrollado un programa para ordenadores tipo PC que cumple dicha condición y que incluye la mayor parte de modificaciones propuestas para el cálculo de la norma CIPW (ver p.ej. Fears, 1985, y Middlemost, 1989). Para el cálculo del valor Mg^* , la relación Fe_2O_3/FeO también se ha igualado a 0.15.

Cálculos en fases minerales.

Términos finales de la melilita.

Los miembros finales de la melilita establecidos por Sahama (1967) son åkermanita (Ak: $Ca_2MgSi_2O_7$), Fe-åkermanita (FeAk: $Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$), gehlenita (Ge: $Ca_2Al_2SiO_7$), Fe-gehlenita (FeGe: $Ca_2Fe^{3+}SiO_7$) y melilita sódica (Ms: $CaNaAlSi_2O_7$).

En los análisis por microsonda electrónica, el contenido en Fe^{3+} es desconocido. Por esta razón, para el cálculo de los términos finales de la melilita se ha utilizado una adaptación del método indicado por Yoder (1973). Según el método adoptado, la fórmula estructural es calculada en base a 14 O, por lo que la posición tetraédrica debe estar ocupada por 4 cationes. En consecuencia, se toma la cantidad suficiente de Al y Fe necesaria para completar dicha posición y se considera equivalente a Ge. A continuación, se hace la suma $Na+K$ equivalente a Ms y se toma la cantidad necesaria de Al y Fe para completar su fórmula. El Fe restante se considera Fe^{2+} y representa la FeAk, mientras que la suma $Mg+Mn$ se hace equivalente a Ak. Finalmente, las cantidades obtenidas se

recalculan a 100. En este método se ignora el cálculo de la FeGe y se considera que todo el Ti se encuentra en coordinación tetraédrica.

Contenido en Fe^{3+} , H_2O y F en biotitas.

Como es bien sabido, Fe^{3+} , H_2O y F, son elementos muy importantes en la estructura de los minerales del grupo de las micas. Por esta razón, en los análisis realizados por microsonda electrónica, la fórmula estructural de las biotitas se suele calcular en base a 11 oxígenos, asumiendo que el contenido en (OH,F) es 1. La aplicación de este método a las muestras de CC, da como resultado un déficit en Si y Al que requiere la participación de otros elementos (Fe^{3+} y/o Ti) para completar la posición tetraédrica. En las biotitas no existe siempre una ocupación completa de todas las posiciones estructurales, lo que implica la existencia de un déficit de carga. Por esta razón, los métodos de cálculo del contenido en Fe^{3+} basados en balances de carga que no consideran la existencia de vacantes estructurales, no resultan adecuados. Algunos autores han propuesto métodos de cálculo que consideran el número de vacantes en función de la composición y de las sustituciones (p.ej. Dymek, 1983). Sin embargo, como se desprende de estos modelos, las sustituciones y las vacantes dependen además de la paragénesis y de las condiciones de cristalización, por lo que la aplicación de dichas normalizaciones está restringida a los tipos petrológicos para las que fueron desarrolladas. En el caso de rocas ígneas, el método de De Bruijn *et al.* (1983), suele proporcionar buenos resultados, por lo que se ha adoptado para su aplicación a las biotitas de CC. Este procedimiento se basa en un análisis multivariante que permite estimar de forma aproximada el contenido en FeO, Fe_2O_3 , H_2O^+ y F.

Fórmula estructural del anfíbol.

Como en el caso de la biotita, el contenido en H_2O^+ del anfíbol es desconocido. La determinación del contenido Fe^{3+} se ha realizado por balance de cargas según

el método descrito por Robinson *et al.* (1981). El programa utilizado incluye cuatro esquemas de recálculo diferentes que incluyen el cálculo del contenido en Fe^{3+} . Sin embargo, la aplicación de algunos de ellos a las muestras de CC, dan como resultado fórmulas que incumplen las normas de la IMA por lo que han sido desechados. Asimismo, puesto que no se han realizado determinaciones de K_2O , también se ha ignorado el método de recálculo basado en igualar la suma de cationes a 15-K. Por estas razones, el único esquema de cálculo aceptable es el que considera que la suma de los cationes debe ser igual a 15-Na-K. Este cálculo da como resultado que todo el hierro se encuentra en forma de Fe^{2+} , por lo que finalmente se han seguido las sugerencias de la IMA y la fórmula estructural se ha calculado en base a 23(O), asumiendo que el número de (OH,Cl,F) es 2.

SOFTWARE UTILIZADO.

La práctica totalidad de los cálculos incluidos en este trabajo, se han realizado con ordenadores del tipo PC-IBM (XT, AT, 286, 386) bajo el sistema operativo MS-DOS. Los programas utilizados se pueden dividir en dos grupos: programas comerciales de aplicación general (Lotus 123 v.2 y MathCad 2.52) y aplicaciones informáticas específicas para cálculos en geoquímica. De estas últimas, solo el programa AMPHIBOL (Richard y Clarke, 1990) no ha sido elaborado por el autor. Todos los programas se han escrito en TurboBasic 1.1.

Programas para mineralogía.

Los cálculos de fórmulas estructurales, reparto de cationes en posiciones estructurales, cálculo del contenido en Fe^{3+} , de términos finales, etc. en

minerales, se han realizado mediante programas específicos para resolver cada problema. Así, en la actualidad se cuenta con una serie de aplicaciones, agrupadas en el paquete MINCALC 1.0 (inédito), que resuelven todos los cálculos sobre mineralogía descritos en este trabajo. Uno de estos programas, destinado al cálculo de la fórmula estructural y miembros finales del piroxeno (PX) ha sido publicado (Cebriá, 1990) y se puede considerar representativo del conjunto.

Otro grupo de programas muy importante en este trabajo, es el destinado a cálculos de geotermometría-barometría. Como en el caso anterior, se han realizado aplicaciones específicas para resolver cada uno de los geotermómetros descritos en el capítulo 3 y se han agrupado en el paquete GEOT 2.0 (inédito).

Todos los programas anteriores, se basan en un sistema modular interactivo. Este sistema permite cargar en la memoria del ordenador dos bases de datos relacionales que contienen los análisis químicos de la roca y de las fases minerales, y a continuación utilizar cada uno de los programas de cálculo. Por ejemplo, en el caso del piroxeno, una vez cargados en memoria los ficheros correspondientes a las rocas de CC, se llamó a la rutina que calcula las fórmulas estructurales y términos finales (programa PX) y a continuación se utilizó el programa de geotermometría. Este seleccionó la composición de cada roca, estableció los pares olivino-clinopiroxeno en cada una de ellas y calculó las temperaturas de equilibrio según los distintos geotermómetros.

Programas para cálculos geoquímicos en roca.

La modelización cuantitativa del proceso genético, se ha basado en una aproximación al procedimiento inverso. Por esta razón, el programa TRAZAS

(Cebriá y López Ruiz, 1990, 1992) se ha utilizado fundamentalmente para la verificación de los cálculos y para establecer la composición de los líquidos resultantes de los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada, en función del porcentaje de fusión o de líquido residual, respectivamente. Asimismo, las rutinas gráficas del programa TRAZAS se han utilizado para la elaboración de los diagramas binarios ($C_L^i - C_L^i$, $C_L^i / C_L^i - C_L^i$, etc.) en coordenadas cartesianas y logarítmicas, y para el cálculo de las rectas de regresión.

Para otros cálculos (p.ej. resolución de sistemas de ecuaciones por mínimos cuadrados), se han realizado programas destinados exclusivamente a resolver dichos problemas.

REFERENCIAS

- Alibert, C.; Michard, A. y Albarède, F. (1983). The transition from alkali basalts to kimberlites: isotope and trace element evidence from melilitites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 176-186.
- Alvarado, A.; Templado, D. y Hernández-Pacheco, F. (1935). *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50000 811, Moral de Calatrava*. IGME, 41 págs.
- Allègre, C.J. (1982). Chemical geodynamics. *Tectonophysics*, 81, 109-132.
- Allègre, C.J.; Treuil, M.; Minster, J.F.; Minster, J.B. y Albarède, F. (1977). Systematic use of trace elements in igneous processes; Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 57-75.
- Allen, J.C.; Mordreski, P.J.; Haygood, C. y Boettcher, A.L. (1972). The role of water in the mantle of the Earth: The stability of amphibole and mica. *24th IGC*, sec. 2, 231-240.
- Ancochea, E. (1974). *Relación entre xenolitos y rocas basálticas en la región volcánica central española*. Tesina de licenciatura, UCM, 119 págs.
- Ancochea, E. (1979). Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Pub. III Asam. Nac. Geod. Geofís.*, 1593-1604.

- Ancochea, E. (1982). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis doctoral, UCM, 675 págs.
- Ancochea, E. (1982 b). Enclaves ultramáficos de la Región Volcánica Central Española. *Rev. Mat. Proc.*, 1, 337-339.
- Ancochea, E. (1984). Magmas primarios y diferenciados en la Región Volcánica Central española. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2, 115-133.
- Ancochea, E. y Brändle, J.L. (1982): Alineaciones de volcanes en la región volcánica central española. *Rev. de Geofísica*, 38, 133-138.
- Ancochea, E. y Del Moro, A. (1981). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). *Estudios Geol.*, 37, 27-33.
- Ancochea, E. e Ibarrola, E. (1982). Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Central Española. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 80, 57-88.
- Ancochea, E. y Nixon, P.H. (1987). Xenoliths in the Iberian Peninsula. In: *Mantle xenoliths*, Nixon, P.H. (ed.), John Wiley & Sons Ltd, 119-124.
- Ancochea, E.; Giuliani, A. y Villa, I. (1979): Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la región central española. *Estudios Geol.*, 35, 131-135.
- Ancochea, E.; Muñoz, M. y Sagredo, J. (1984). Las manifestaciones volcánicas de Cofrentes y Picasent (prov. Valencia). *I Congr. Geol. Esp. SGE*, Segovia, 2, 1-13.
- Andersen, D.J. y Lindsley, D.H. (1985). New (and final) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *EOS*, 66, 416.
- Araña, V.; Aparicio, A.; Martín Escorza, C.; García Cacho, L.; Ortiz, R.; Vaquer, R.; Barberi, F.; Ferrara, G.; Albert, J. y Gassiot, X. (1983). El vulcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geol. Hisp.*, 18, 1-17.

- Arth, J.G. (1976). Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Bachinski, S.W. y Simpson, E.L. (1984). Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths. *Amer. Miner.*, 69, 41-56
- Bailey, D.K. (1982). Mantle metasomatism - continuing chemical change within the Earth. *Nature*, 296, 525-530.
- Bailey, D.K. (1983). The chemical and thermal evolution of rifts. *Tectonophysics*, 94, 585-597.
- Baker, B.H.; Goles, G.G.; Leeman, W.P. y Lindstrom, M.M. (1977). Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 303-332.
- Barberi, F.; Santacroe, M. y Varet, J. (1982). Chemical aspects of rift magmatism. In: *Continental and oceanic rifts*, Palmason, G. (ed.), Washington DC: American Geophysical Union, 223-258.
- Bartley, J.M. (1986). Evaluation of REE mobility in low-grade metabasalts using mass-balance calculations. *Norsk Geol. Tidssk.*, 66, 145-152.
- Barton, M. y Bergen, vM.J. (1981). Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hills, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 101-114.
- Barton, M.; Varekamp, J.C. y Bergen, vM.J. (1982). Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: evidence for magma mixing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 361-388.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981). *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. Pergamon Press Inc., New York, 1286 págs.

- Bédard, J.H.J.; Francis, D.M. y Ludden, J. (1988). Petrology and pyroxene chemistry of Monteregian dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 2041-2058.
- Bellon, H. y Brousse, R. (1977): Le magmatisme periméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 469-480.
- Bellon, H. y Letouzey, J. (1977): Volcanism related to plate-tectonics in the western and eastern mediterranean. In: *Intern. Sym. Structural History Mediterranean basins* (B. Bijou Duval y L. Montadert, eds.). Ed. Tecnip, París, 165-184.
- Bellon, H.; Bizon, G.; Calvo, J.P.; Elizaga, E.; Gaudant, J. y López Martínez, N. (1981): Le volcan du Cerro del Monaguillo (province de Murcie): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, 1035-1038.
- Bellon, H.; Bordent, P. y Montenat, Ch. (1983): Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne meridionale). *Bull. Soc. Geol. France*, 25, 205-217.
- Bence, A.E. y Albee, A.L. (1968). Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76, 382-403.
- Benito García, R. y López Ruiz, J. (1989). Variación de la mineralogía del residuo y fraccionación de los elementos traza durante la fusión parcial incongruente. *Estudios Geol.*, 145, 21-25.
- Benito García, R.; López Ruiz, J. y Turi, B. (1991). Composición isotópica del oxígeno de los basaltos alcalinos de La Garrotxa, Región volcánica del NE de España. *IV Congr. Geol. Esp.*, 1.
- Bergamín, J.F. y Carbó, A. (1986). Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del área centroibérica, basados en anomalías gravimétricas. *Estudios Geol.*, 42, 143-146.

- Bergamín, J.F.; Carbó, A.; Capote, R. y Santa-Teresa, I. (1984). Avance de interpretación de una transversal gravimétrica entre los Montes de Toledo y Sierra Morena. *I Congr. Esp. Geol.*, 3, 303-309.
- Bergman, S.C. (1987). Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: *Alkaline igneous rocks*, Fitton, J.G. y Upton, B.G.J. (eds.), Geol. Soc. Sp. Pub., 30, 103-190.
- Bonadonna, F.P. y Villa, I. (1986): Estudio geocronológico del volcanismo de Las Hueruelas. *Actas Castilla-La Mancha: Espacio y Sociedad*, 3, 249-253.
- Bowen, N.L. y Schairer, J.F. (1935). The system MgO-FeO-SiO₂. *Am. J. Sci.*, 29, 151-217.
- Bradley, R.S. (1962). Thermodynamic calculations on phase equilibria involving fused salts. Part II. Solid solutions and application to the olivines. *Am. J. Sci.*, 260, 550-554.
- Brooks, C.K. y Printzlau, I. (1978). Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: the evidence from relict phenocryst phases and other inclusions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4, 315-331.
- Bruyín, H.; Westhuizen, W.A. y Schoch, A.E. (1983). The estimation of FeO, F and H₂O⁺ by regression in microprobe analyses of natural biotite. *J. Trace Microprob. Tech.*, 1, 399-413.
- Buddington, A.F. y Lindsley, D.H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5, 310-357.
- Burri, C. y Parga, I. (1933). Zur Petrographie der Basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 13, 40-73.
- Calvo, J.P.; Hoyos, M.; Morales, J. y Ordoñez, S. (leaders) (1990). Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin. In: *Iberian neogene basins*, Paleo. Evol., Memòria Especial, 2, 61-95.

- Cameron, E.P. y French, W.J. (1977). The relationship of the order of crystallization of basalt melts to their classification and to the definition of rock series. *Miner. Mag.*, 41, 239-251.
- Carmichael, I.S.E. (1967). The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 36-64.
- Cebriá, J.M. (1990). PX: A program for pyroxene classification and calculation of end-members. *Amer. Miner.*, 75, 1426-1427.
- Cebriá, J.M. y López Ruiz, J. (1990). *TRAZAS: Programa para calcular la composición de los magmas y evaluar los parámetros de los procesos magmáticos*. ITGE, 48 págs.
- Cebriá, J.M. y López Ruiz, J. (1992). TRAZAS: A program for trace element modeling of igneous processes. *Computers Geosci.*, 19, (in press).
- Cebriá, J.M.; López Ruiz, J. y Roelandts, I. (1991). Contenido en tierras raras de los basaltos alcalinos del Campo de Calatrava, Región volcánica Central, España. *IV Congr. Esp. Geol.*, 1.
- Clague, D.A. y Frey, F.A. (1982). Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.*, 23, 447-504.
- Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1963). The use of bromine pentafluoride in extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43-52.
- Cohen, R.S.; O'Nions, R.K. y Dawson, J.B. (1984). Isotope geochemistry of xenoliths from East Africa: implications for development of mantle reservoirs and their interaction. *Earth Planet. Sci. Letters*, 68, 209-220.
- Coppier, G.; Griveaud, Ph.; De Larouzière, F.D.; Montenat, C. y Ott d'Estevou, Ph. (1989). Example of Neogene tectonic indentation in the

- eastern Betic Cordilleras. the Arc of Aguilas (southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3, 37-51.
- Cox,K.G.; Bell,J.D. y Pankhurst,R.J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin (eds.), London, 450 págs.
- Coy-Il,R.; Gunn,B.M. y Traveria,A. (1974). Geochemistry of the Catalanian volcanics, Spain. *Acta Geol. Hisp.*, 9, 127-132.
- Chauvel,C. y Jahn,B.M. (1984). Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 93-110.
- Dawson,J.B. y Smith,J.V. (1982). Upper-mantle amphiboles: a review. *Miner. Mag.*, 45, 35-46.
- Dawson,J.B.; Powell,D.G. y Reid,A.M. (1970). Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine volcano, northern Tanzania. *J. Petrol.*, 11, 519-548.
- De Bruijn,H.; van der Westhuizen,W.A. y Schoch,A.E. (1983). The estimation of FeO, F and H₂O+ by regression in microprobe analyses of natural biotite. *J. Trace and Microprobe Techniques*, 1, 399-413.
- Deer,W.A.; Howie,R.A. y Zussman,J. (1966). *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman (ed.), London, 528 págs.
- De la Rosa,A.; Alvarado,A. y Hernández-Pacheco,F. (1928). *Memoria explicativa de la Hoja geológica 810, Almodovar del Campo*. IGME, 60 págs.
- De la Rosa,A.; Alvarado,A. y Hernández-Pacheco,F. (1932). *Memoria explicativa de la Hoja de Ciudad Real*. IGME, 92 págs.
- De Paolo,D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, 189-202.

- De Torres, T.; Sánchez, A.; Crespo, A. y Zapata, J.L. (1986). Nuevos datos sobre la sedimentación terciaria en La Mancha (Ciudad Real). *Acta Geol. Hisp.*, 21, 443-447.
- Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989). Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif alpine orogenic belt). Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17, 430-433.
- Doblas, M.; López Ruiz, J.; Hoyos, M.; Martín, C. y Cebriá, J.M. (1991). Late cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland. *Estudios Geol.*, 47, 193-205.
- Doblas, M.; Oyarzun, R.; López Ruiz, J.; Cebriá, J.M.; Hoyos, M. y Martín Escorza, C. (1992). The late cenozoic alkaline volcanism of the central iberian peninsula (Calatrava Volcanic Province; Spain): incipient rifting at an intraplate setting. (*in prep.*).
- Dobosi, G. (1989). Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 112-121.
- Donville, B. (1973 a): Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). Implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, 2497-2500.
- Donville, B. (1973 b): Ages potassium-argon des vulcanites du Bas-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, 3253-3256.
- Donville, B. (1973 c): Ages potassium-argon des roches volcaniques de la depression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, 1-4.
- Drake, M.J. (1976). Plagioclase-melt equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 457-465.

- Duda, A. y Schmincke, H.U. (1985). Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 340-353.
- Dymek, R.F. (1983). Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Amer. Miner.*, 68, 880-899.
- Dymek, R.F. (1983). Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Amer. Miner.*, 68, 880-899.
- El Goresy, A. y Yoder, H.S. (1974). Natural and synthetic melilite compositions. *Carnegie Inst. Washington, Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1973-4, 359-371.
- Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology*. 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, 589 págs.
- Fears, D. (1985). A corrected CIPW program for interactive use. *Computers Geosci.*, 11, 787-797.
- Fernández Valdés, A. y Alvarado, A. (1935). *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50000 785*. IGME, 22 págs.
- Fernández Valdés, A.; Alvarado, A. y Meseguer, J. (1931). *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50000 734, Ciudad Real*. IGME, 54 págs.
- Ferrara, G.; Laurenzi, M.A.; Taylor, H.P.; Toranini, S. y Turi, P. (1985). Oxygen and strontium isotope studies of K-rich volcanic rocks from the Alban Hill, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 13-28.
- Fitton, J.G. y Dunlop, H.M. (1985). The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 23-38.

- Foley, S.F.; Venturelli, G.; Green, D.H. y Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Reviews*, 24, 81-134.
- Forbes, W.C. y Flower, M.F.J. (1974). Phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: a refractory phase in the upper mantle?. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 60-66.
- Ford, C.E.; Russell, D.G.; Craven, J.A. y Fisk, M.R. (1983). Olivine-liquid equilibria, Temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *J. Petrol.*, 24, 256-265.
- French, W.J. y Cameron, E.P. (1981). Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts. *Miner. Mag.*, 44, 12-26.
- Frey, F.A. (1984). Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In: *Rare earth element geochemistry*, Henderson, P. (ed.), Elsevier, Amsterdam, 153-203.
- Frey, F.A.; Green, D.H. y Roy, S.D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19, 463-513.
- Frisch, T. y Schmincke, H.U. (1969). Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo Volcanics, Gran Canaria, Canary Islands (Petrology of Roque Nublo Volcanics I). *Bull. Volcanol.*, 33, 1073-1088.
- Gast, P.W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1057-1086.
- Gill, J. (1981). *Orogenic andesites and Plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlín, 390 págs.

- González Regueral, J.R. (1920). Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de Ciudad Real. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 20, 184-187.
- Green, D.H. (1969). The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. *Tectonophysics*, 7, 409-422.
- Green, D.H.; Edgar, A.D.; Beasley, P.; Kiss, E. y Ware, N.G. (1974). Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contrib. Miner. Petrol.*, 48, 33-43.
- Greig, J.W. y Barth, T.F.W., (1938). The system $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ (nepheline, carnegieite)- $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ (albite). *Amer. J. Sci.*, 35A, 93-112.
- Gupta, A.K. y Yagi, K. (1980). *Petrology and genesis of leucite bearing rocks*. New York: Springer.
- Hamilton, D.L. (1961). Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.*, 69, 321-329.
- Hamilton, D.L. y McKenzie, W.S. (1960). Nepheline solid solution in the system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 . *J. Petrol.*, 1, 56-72.
- Hanson, G.N. (1978). The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, 26-43.
- Hanson, G.N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 371-406.
- Hanson, G.N. (1989). An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Reviews in Mineralogy*, 21, 29-97.
- Hart, S.R. (1988). Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Letters*, 90, 273-296.

- Haskin, L.A. (1984). Petrogenetic modelling - Use of rare earth elements. In: *Rare earth element geochemistry*, Henderson, P. (ed.), Elsevier, Amsterdam, 115-151.
- Henderson, P. (1982). *Inorganic geochemistry*, Pergamon Press, Oxford, 353 págs.
- Henderson, P. (1984). General properties and abundances of the rare earth elements. In: *Rare earth element geochemistry*, Henderson, P. (ed.), Elsevier, Amsterdam, 1-32.
- Hernández-Pacheco, E. (1921). El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Tomo cincuentenario, 98-114.
- Hernández-Pacheco, E. (1927). Les volcans de la region centrale d'Espagne. *Bull. Volcanol.*, 4, 267.
- Hernández-Pacheco, F. (1932). Estudio de la región volcánica central de España. *Mem. Acad. Ciencias Ex. Fis. Nat.*, 3, 236 págs.
- Hertogen, J. y Gijbels, R. (1976). Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 313-322.
- Higazy, A. (1954). Trace elements of volcanic and ultrabasic potassic rocks of south-western Uganda and adjoining part of Belgian Congo. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 39-70.
- Hofmann, A.W. y Feigenson, M.D. (1983). Case studies on the origin of basalt. I. Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 382-389.
- Hoyos, M.; Bonadonna, F.P.; Ancochea, E.; De la Rubia, R. y Marfil, R. (1986). Características geológicas del yacimiento de Las Higuieruelas (Ciudad Real). *Actas Castilla-La Mancha: Espacio y Sociedad*, 3, 231-247.

- Hoyos, M.A.; Casas, J.; Martín de Vidales, J.L. y Guijarro, J. (1983). Características cristaloquímicas de la hornblenda del volcán de Valverde (Ciudad Real). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 7, 37-40.
- Huckenholz, H.G. (1973). The origin of fassaitic augite in the alkali basalt suite of the Hoheifel area, Western Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 315-326.
- Hughes, C.J. y Hussey, E.M. (1976). M and Mg values in igneous rocks: proposed usage and a comment on currently employed Fe₂O₃ corrections. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 486-486.
- Humphris, S.E.; Thompson, G.; Schilling, J.G. y Kingsley, R.A. (1985). Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1445-1464.
- Ibarrola, E. y Brändle, J.L. (1974). Estudio comparativo de melilitas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas. *Pub. I Cong. Nac. Geod. Geofis.*, 1291-1318.
- IGME (ed.) (1971 a). *Mapa geológico de España 1:200000*, 61, Ciudad Real, 17 págs.
- IGME (ed.) (1971 b). *Mapa geológico de España 1:200000*, 70, Linares, 29 págs.
- IGME (ed.) (1988 a). *Mapa geológico de España 1:50000*, 784, Ciudad Real, 2ª serie, 1ª edición, 101 págs.
- IGME (ed.) (1988 b). *Mapa geológico de España 1:50000*, 785, Almagro, 2ª serie, 1ª edición, 72 págs.
- ITGE (ed.) (1989). *Mapa geológico de España 1:50000*, 759, Piedrabuena, 2ª serie, 1ª edición, 100 págs.

- James, D.E. (1981). The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, 311-344.
- Kay, R.W. y Gast, P.W. (1973). The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. Geol.*, 81, 653-682.
- Kilinc, A.; Carmichael, I.S.E.; Rivers, M.L. y Sack, R.O. (1983). The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 136-140.
- Kretz, R. (1982). Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 411-421.
- Kudo, A.M. y Weill, D.F. (1970). An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, 52-65.
- Kushiro, I. (1962). Clinopyroxene solid solutions. Part I. The $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ component. *Japan J. Geol. Geol.*, 33, 213-220.
- Kyser, T.K. (1986). Stable isotope variations in the mantle. In: *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Valley, J.W.; Taylor, H.P. y O'Neil, J.R. (eds.). Reviews in Mineralogy, 16, 141-164.
- Kyser, T.K.; O'Neil, J.R. y Carmichael, I.S.E. (1982). Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: evidence from oxygen isotope compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 88-102.
- La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. y Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, 63, 1023-1052

- Le Bas, M.J. (1987). Nephelinites and carbonatites. In: *Alkaline igneous rocks*, Fitton, J.G. y Upton, B.G.J. (eds.), Geol. Soc. Sp. Pub., 30, 53-83.
- Leeman, W.P. (1974). *Petrology of basaltic lavas from the Snake River Plain, Idaho (Part I); Experimental determination of partitioning of divalent cations between olivine and basaltic liquid (Part II)*. Tesis doctoral, Univ. de Oregon, 337 págs.
- Leeman, W.P. (1976). Petrogenesis of McKinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare-earth element and Cr/Ni distributions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 1582-1586.
- Leeman, W.P. y Scheidegger, K.F. (1977). Olivine/liquid distribution coefficients as a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 247-257.
- Lindsley, D.H. (1983). Pyroxene thermometry. *Amer. Miner.*, 68, 477-493.
- Lindsley, D.H. y Andersen, D.J. (1983) A two-pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, 88, Supplement, A887-A906.
- Lindsley, D.H. y Dixon, S.A. (1976). Diopside-enstatite equilibria at 850° to 1400°C, 5 to 35 Kb. *Am. J. Sci.*, 276, 1285-1301.
- Lipman, P.W. (1980). Cenozoic volcanism in the western United States: implications for continental tectonics. In: *Studies in geophysics*. Washington D.C.: National Academy of Sciences, 161-174.
- Lipman, P.W.; Protska, H.J. y Christiansen, R.L. (1972). Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A271, 217-248.
- Lippard, S.J. (1973). The petrology of phonolites from the Kenyan rift. *Lithos*, 6, 217-234.

- Longhi, J.; Walker, D. y Hays, J.F. (1978). The distribution of Fe and Mg between olivine and lunar basaltic liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1545-1558.
- López Ruiz, J. (1973). Los piroxenos de las rocas de la serie alcalina. El caso de los piroxenos del volcán Teneguía, La Palma (Islas Canarias). *Bol. Geol. Min.*, 84, 268-272.
- López Ruiz, J. y Cebriá, J.M. (1990). *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Editorial Rueda, Madrid, 168 págs.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). La región volcánica del sureste de España. *Estudios Geol.*, 36, 5-63.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1984). El volcanismo neógeno-cuaternario del borde mediterráneo pañol. In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Memoria Proyecto CAICYT-CSIC, 115-122.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1985). La región volcánica mio-pleistocena del NE de España. *Estudios Geol.*, 41, 105-126.
- López Ruiz, J. y Wasserman, M.D. (1991). Relación entre la hidratación/desvitrificación y el δO^{18} en las rocas volcánicas neógenas del SE de España. *Estudios Geol.*, 47, 3-11.
- López Ruiz, J.; Rodríguez Badiola, E. y Cebriá, J.M. (1986). Petrogénesis de los basaltos alcalinos de La Garrotxa, región volcánica del NE de España. *Geogaceta*, 1, 28-31.
- López Ruiz, J.; Rodríguez Badiola, E.; Arroyo, A. y Coy-Il, R. (1984). Los óxidos de Fe-Ti de las rocas calcoalcalinas del sureste de España. *Estudios Geol.*, 40, 269-279.
- Maaløe, S. (1973). Temperature and pressure relations of ascending primary magmas. *J. Geophys. Res.*, 78, 6877-6886.

- Martín Escorza, C. (1991). Alineamientos preferentes en el campo de dolinas de Villar del Cobo, Teruel. *Geogaceta*, 10, 143-145.
- Mason, B. (1979). Data of Geochemistry (Cosmochemistry). *Prof. Pap. US Geol. Surv.*, 440-B-1, 132 págs.
- Mathez, E. A. (1973). Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, 61-72.
- McDonald, G. A. y Katsura, J. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- McDonough, W. F. y Frey, F. A. (1989). Rare earth elements in upper mantle rocks. In: *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Reviews in Mineralogy*, 21, 99-145.
- McKay, G. A. (1989). Partitioning of rare earth elements between major silicate minerals and basaltic melts. In: *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Reviews in Mineralogy*, 21, 45-77.
- McKenzie, D. (1984). The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.*, 25, 713-765.
- McKenzie, D. (1985). The extraction of magma from the crust and the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 81-91.
- Menzies, M. (1983). Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In: *Continental basalts and mantle xenoliths*, Hawkesworth, C. J. y Norry, M. J. (eds.), Shiva, Cheshire, 92-110.
- Menzies, M. (1987). Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. In: *Alkaline igneous rocks*, Fitton, J. G. y Upton, B. G. J. (eds.), Geol. Soc. Sp. Pub., 30, 15-27.

- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- Middlemost, E.A.K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- Minster, J.F. y Allègre, C.J. (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse problem of batch melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 168, 37-52.
- Minster, J.F.; Minster, J.B.; Treuil, M. y Allègre, C.J. (1977). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II: Inverse problem of the fractional crystallization process in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 49-77.
- Molina, E. (1975): Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trab. N-Q, Sec. Paleont. Vert. Hum., ILM, CSIC*, 3, 106 págs.
- Molina, E.; Pérez-González, A. y Aguirre, E. (1972). Observaciones geológicas en el Campo de Calatrava. *Estudios Geol.*, 28, 3-11.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Minér.*, 111, 535-550.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Can. Miner.*, 27, 143-156.
- Muehlenbachs, K. y Clayton, R.N. (1972). Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Can. J. Earth Sci.*, 9, 172-184.
- Munksgaard, N.C. (1984). High δO^{18} and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 351-358.
- Mysen, B.O. (1975). Partitioning of iron and magnesium between crystals and partial melts in peridotite upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 69-76.

- Mysen, B.O. y Kushiro, I. (1977). Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Amer. Miner.*, 62, 843-865.
- Nathan, H.D. y Van Kirk, C.K. (1978). A model of magmatic crystallization. *J. Petrol.*, 19, 66-94.
- Navarro, L.F. (1973). Enclaves metamórficos localizados en las rocas basálticas del noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). *Estudios Geol.*, 29, 77-81.
- Nelson, D.R.; McCulloch, M.T. y Sun, S.S. (1986). The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 231-245.
- Nixon, P.H. (1987) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons (ed.), New York, 844 págs.
- Nobel, F.A.; Andriessen, P.A.M.; Hebeda, E.H.; Priem, H.N.A. y Rondeel, H.E. (1981): Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol. Mijnbouw*, 60, 209-214.
- Parga, I. (1935). Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica. *Trab. Mus. Cienc. Nat.*, 39, 174 págs.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pérez Gonzalez, A. (1981). *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*, Tesis Doctoral, UCM, 787 págs.
- Pineau, F.; Javoy, M.; Hawkins, J.W. y Craig, H. (1976). Oxygen isotope variations in marginal basin and ocean-ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 299-307.

- Pinto, F.; Rodríguez Badiola, E.; Rodríguez Gordillo, J. y Torres Roldan, R.L. (1984). Análisis rápido de elementos mayoritarios en rocas y minerales silíceos. *Cuadernos de la Universidad de Granada*, 17 págs.
- Powell, M. y Powell, R. (1974). An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 249-263.
- Powell, M. y Powell, R. (1975). An olivine-clinopyroxene geothermometer. Corrigendum. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, 75.
- Powell, R. (1984). Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *J. Geol. Soc. London*, 141, 447-452.
- Powell, R. (1985). Geothermometry and geobarometry, a discussion. *J. Geol. Soc. London*, 142, 29-38.
- Powell, R. y Powell, M. (1977). Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides, a reappraisal. *Miner. Mag.*, 41, 257-263.
- Price, R.C.; Johnson, R.W.; Gray, C.M. y Frey, F.A. (1985). Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 394-409.
- Richard, L.R. y Clarke, D.B. (1990). AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles. *Amer. Miner.*, 75, 421-423.
- Robinson, P.; Spear, F.S.; Schumacher, J.C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B.W. y Doolan, B.L. (1981). Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. In: *Reviews in Mineralogy*, 9B, 1-228.
- Roden, M.F. (1981). Origin of coexisting minette and ultramafic breccia, Navajo volcanic field. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 195-206.

- Roeder, P.L. y Emslie, R.F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 275-289.
- Roelandts, I. (1988). Comparison of inductively coupled plasma and neutron activation analysis for precise and accurate determination of nine rare-earth elements in geological materials. *Chem. Geol.*, 67, 171-180.
- Roelandts, I. y Michel, G. (1986). Sequential inductively coupled plasma determination of some rare-earth elements in five french geostandards. *Geostandards Newsletter*, 10, 135-154.
- Rogers, N.W.; Hawkesworth, C.J.; Parker, R.J. y Marsh, J.S. (1985). The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 244-257.
- Rowell, W.F. y Edgar, A.D. (1983). Cenozoic potassium rich mafic volcanism in the western U.S.A.: its relationship to deep subduction. *J. Geol.*, 91, 338-341.
- Ryabchikov, I.D.; Kovalenko, V.I.; Dikov, Yu.P. y Vladykin, N.V. (1981). Titaniferous micas from the mantle: composition, structure, formation conditions, and possible role in the production of potassic alkali magmas. *Geochem. Int.*, 18, 124-137.
- Sack, R.O.; Carmichael, I.S.E.; Rivers, M. y Ghiorso, M.S. (1980). Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 369-376.
- Sáenz Ridruejo, C. y López Marinas, J.M. (1975). La edad del vulcanismo de Cofrentes (Valencia). *Tecniterrae*, 6, 8-14.
- Sagredo, J. (1972). Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). *Estudios Geol.*, 28, 119-135.

- Sagredo, J. (1973). Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). *Estudios Geol.*, 29, 53-62.
- Sahama, T.G. (1967). Iron content of melilite. *C. R. Soc. Géol. Fin.*, 39, 17-28.
- Saxena, S.K. y Nehru, C.E. (1975). Enstatite-diopside solvus and geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, 259-267.
- Shaw, D.M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243.
- Shaw, H.R.; Peck, D.L.; Wright, T.L. y Okamura, R. (1968). The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Amer. J. Sci.*, 226, 225-264.
- Simón Gómez, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro basin (Spain). *J. Struc. Geol.*, 11, 285-294.
- Smith, C.B.; Gurney, J.J.; Skinner, E.M.W.; Clement, C.R. y Ebrahim, N. (1985). Geochemical character of southern Africa kimberlites: a new approach based on isotopic constraints. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 88, 267-280.
- Sørensen, H. (1974). *The alkaline rocks*. John Wiley & Sons, London, 622 págs.
- Sparks, R.S.J.; Pinkerton, H. y McDonald, R. (1977). The transport of xenoliths in magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 234-238.
- Spencer, K.J. y Lindsley, D.H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Miner.*, 66, 1189-1201.
- Staudigel, H.; Muehlenbachs, K.; Richardson, S.H. y Hart, R. (1981). Agents of low temperature ocean crust alteration. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 150-157.

- Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7, 331-335.
- Sun, S.S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island-arcs. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A297, 409-445.
- Sun, S.S. y Hanson, G.N. (1975). Origin of Ross island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 77-106.
- Taylor, H.P. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on O^{18}/O^{16} and Sr^{87}/Sr^{86} systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 47, 243-254.
- Templado, D.; Alvarado, A. y Hernández-Pacheco, F. (1935). *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50000 786, Manzanares*. IGME, 38 págs.
- Thompson, R.N. y Fowler, M.B. (1986). Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 507-522.
- Thompson, R.N.; Morrison, M.A.; Hendry, G.L. y Parry, S.J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A310, 549-590.
- Treuil, M. y Joron, J.L. (1975). Utilisation des elements hygromagmatophyles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale medioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 131, 125-174.
- Tuttle, O.F. y Smith, J.V. (1958). The nepheline-kalsilite system II: Phase relations. *Am. J. Sci.*, 256, 571-.

- Velde, D. y Yoder, H.S. (1983). Partitioning of iron and magnesium between melilite, olivine, and clinopyroxene in lavas. *Carnegie Inst. Washington, Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1982-3, 256-264.
- Wass, S.Y. (1980). Geochemistry and origin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the southern Highlands, New South Wales, Australia. *Amer. J. Sci.*, 280-A, 639-666.
- Weaver, B.L. (1991). Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19, 123-126.
- Weaver, S.D.; Scea, J.S.C. y Gibson, I.L. (1972). Trace element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36, 181-194.
- Wells, P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- White, R. y McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.
- Wilmart, E. (1984). Méthodes analytiques. In: *Modele géochimique des sédiments paléozoïques du sud de la Belgique*, Rapport FRFC, 112, 2.1.1-2.1.67
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis.*, Unwin Hyman Ltd., London, 466 págs.
- Wilson, M. y Downes, H. (1991). Tertiary-quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, 32, 811-849.
- Wimmenauer, W. (1974). The alkaline province of Central Europe and France. In: *The alkaline rocks*. Sørensen, H. (ed.). Wiley, New York, 238-271.
- Wood, B.J. (1976). An olivine-clinopyroxene geothermometer. A discussion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56, 297-303.

- Wood, B.J. y Banno, S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.
- Wood, D.A.; Joron, J.L. y Treuil, M. (1979). A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.
- Yoder, H.S. (1973). Melilite stability and paragenesis. *Forsch. Miner.*, 50, 140-173.
- Yoder, H.S. (1976). *Generation of basaltic magmas*. National Academy of Sciences, Washington DC, 265 págs.
- Zindler, A. y Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.